

應用大氣擴散模式於核子事故緊急
應變系統之研究
期中報告

計畫編號：NSC89-TPC-7-032-002

執行期限：88 年 8 月 1 日至 89 年 7 月 31 日

主持人：江旭程 淡江大學水資源及環境工程學系

行政院國家科學委員會

89 年度電力科技產業學術合作研究計畫

應用大氣擴散模式於核子事故緊急 應變系統之研究

中華民國八十九年三月十日

摘要

大氣擴散模式為核能電廠緊急應變系統中重要的模組，此一計畫主要目的為發展一適合台灣地區使用之作業化系統，以便放射線物質外釋時能作即時的評估。此一系統採用 RAMS 模式，求出三維的氣象變數分佈，作為 HYPACT 擴散模式的輸入資料。在此一研究中將選擇一個電廠，完成整個系統的整合，收集所須輸入資料，建立資料庫，配合實際氣象資料進行模擬操作，進行模式的調整和驗證以供作業化使用。

關鍵字：作業化、即時系統

ABSTRACT

Atmospheric dispersion model is an important component of the emergency response system for a nuclear power plant. In this project, we will develop a system that can provide real-time assessments of the dispersion caused by accidental releases of radioactive materials in Taiwan area. A mesoscale meteorological model, RAMS, will be used to calculate the three dimensional meteorological data that is needed by the diffusion model, which is HYPACT in this study. This system will be applied to a pre-selected nuclear power plant. The required input data will be collected and this system will be tested and tuned for future operational applications.

Key Words : Operational, Real-time system

目 錄

摘要	I
目錄	III
圖目錄	IV
表目錄	VI
第一章 前言	1-1
1.1 計畫緣起	1-1
1.2 前人研究	1-3
1.3 氣象模式之選用	1-4
1.4 擴散模式之選用	1-6
1.5 研究目的	1-7
第二章 研究方法	2-1
2.1 RAMS 模式	2-1
2.1.1 簡介	2-1
2.1.2 RAMS 之制御方程式	2-2
2.1.3 網格結構	2-4
2.1.4 數值方法	2-4
2.1.5 亂流參數化	2-5
2.1.6 邊界條件	2-7
2.1.7 地面層參數化	2-8
2.1.8 對流參數化	2-10
2.1.9 輻射參數化	2-10
2.1.10 雲微物理	2-10
2.1.11 RAMS 模式輸入資料來源	2-11
2.2 HYPACT 模式	2-13
第三章 結果與討論	3-1
3.1 模擬區域	3-1
3.2 氣象模擬結果分析討論	3-6
3.3 擴散模擬結果分析	3-30
第四章 結論	4-1
參考文獻	5-1

圖目錄

圖 1.1 台灣地區核能電廠緊急應變評估體系中所使用的擴散模式	1-2
圖 2.1 RAMS 之計算流程	2-12
圖 3.1 四層巢狀網格之範圍	3-2
圖 3.2 第三層和第四層巢狀網格之地形	3-3
圖 3.3 模擬範圍內之地面氣象測站之位置及代碼	3-4
圖 3.4 模擬範圍內之探空站之位置及代碼	3-5
圖 3.5 1996 年 10 月 6 日和 7 日的地面天氣圖	3-7
圖 3.6 每隔六小時一次，第三層網格之最下層風場(1996 年 10 月 6 日)	3-8
圖 3.7 每隔六小時一次，第三層網格之最下層風場(1996 年 10 月 7 日)	3-9
圖 3.8 每隔六小時一次，第四層網格之最下層風場(1996 年 10 月 6 日)	3-10
圖 3.9 每隔六小時一次，第四層網格之最下層風場(1996 年 10 月 7 日)	3-11
圖 3.10 每隔六小時一次，第三層網格之最下層溫度分佈(1996 年 10 月 6 日)	3-13
圖 3.11 每隔六小時一次，第三層網格之最下層溫度分佈(1996 年 10 月 7 日)	3-14
圖 3.12 每隔六小時一次，第四層網格之最下層溫度分佈(1996 年 10 月 6 日)	3-15
圖 3.13 每隔六小時一次，第四層網格之最下層溫度分佈(1996 年 10 月 7 日)	3-16
圖 3.14 每隔六小時一次，第三層網格之最下層比濕分佈(1996 年 10 月 6 日)	3-17
圖 3.15 每隔六小時一次，第三層網格之最下層比濕分佈(1996 年 10 月 7 日)	3-18
圖 3.16 每隔六小時一次，第四層網格之最下層比濕分佈(1996 年 10 月 6 日)	3-19
圖 3.17 每隔六小時一次，第四層網格之最下層比濕分佈(1996 年 10 月 7 日)	3-20
圖 3.18 通過台北盆地東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 7 日 00Z)	3-22
圖 3.19 通過台北盆地東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 7 日 06Z)	3-23

圖 3.20 通過台北盆地東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 7 日 12Z)	3-24
圖 3.21 通過台北盆地東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 7 日 18Z)	3-25
圖 3.22 通過大屯山，東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 7 日 00Z)	3-26
圖 3.23 通過大屯山，東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 7 日 06Z)	3-27
圖 3.24 通過大屯山，東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 6 日 12Z)	3-28
圖 3.25 通過大屯山，東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 7 日 18Z)	3-29
圖 3.26 1996 年 10 月 6、7 日模擬期間淡水、台北、竹子湖和鞍部氣象局地面測站所測出之地面溫度和模式模擬底層的溫度的比較	3-31
圖 3.27 假設在 10 月 6 日 12Z 有 20 分鐘的污染物排放，其排放高度距海平面為 200m，經過一個小時的擴散所形成的地面濃度分佈圖	3-32

表目錄

表 1.1	中尺度模式及其在空氣品質模擬應用-----	1-5
表 2.1	此一研究中所用的 RAMS 選項-----	2-1
表 2.2	RAMS 的輸入資料和來源 -----	2-13
表 3.1	巢狀網格之範圍、格點數和格點間距。-----	3-1

第一章 前言

1.1 計畫緣起

1986 年 4 月 26 日蘇聯發生車諾比爾核電廠意外事件，輻射塵擴散到歐洲各國，此一事件讓科學家了解，當意外事件發生時，如能利用較準確的模式，預測污染物的影響範圍，可以做較好的緊急應變處理。其後許多即時(real time)擴散預測系統逐漸建立，例如日本氣象研究所所發展之數值預報系統(Yoshikawa et al., 1990)，此一系統期望在最短時間、利用有限的氣象觀測資料做準確的三度空間風場預測模擬，其內容包含現場利用迷你電腦配合診斷式風場模式作初步評估，然後再用超級電腦對未來十二小時的擴散作動力的預測模擬。

美國 Lawrence Livermore National Laboratory 也發展 ARAC(Lee et al., 1998)作業系統，早期其風場採用診斷式的 MAHTEW 風場模式，目前新版已改用美國海軍所發展的 NORAPS 預測模式。

美國 NOAA 所屬之 Air Resources Laboratory (ARL)也與 NRC 合作，利用 RAMS 中尺度模式和 HYSPLIT 擴散模式，預測外釋時之劑量分佈。此一模式曾用於核電廠意外事故模擬演練，也曾假設 Cs-137 的排放率為 1Ci/s ，計算美國各核電廠之擴散情形，此一預測可配合氣象資料每六小時更新一次。

目前台灣地區核能電廠緊急應變評估體系如圖 1.1 所示，此一系統可結合輻射評估及大氣擴散模式，計算核能電廠發生事故時，輻射外釋民眾所可能受到的輻射劑量，以作為緊急應變決策者下達掩蔽或疏散等應變措施之參考。此一緊急應變評估系統中使用兩套大氣擴散模式，即：

- PADES 快速劑量評估系統：這是一套建置在工作站的高斯煙流擴散模式，具有中文介面和地圖，配合電廠氣象塔風速、風向及排放射源資料，經由簡單的計算，即可求出劑量分佈圖。其缺點為假設煙流的軌跡為一直線，用於複雜地形地區的擴散模擬可能產生較大誤差。
- RAPTAD 高階三維地形氣象劑量擴散系統：這是一套較進步且精確的劑量評估模式，可以利用動力風場模式，考慮核電廠附近複雜地形所產生的複雜風場及溫差效應所造成的局部環流，作較長時間的模擬；此一系統利用氣象局之分析風場作為輸入資料，須要複雜的計算因此須要快速的電腦。



緊急應變評估體系硬體架構

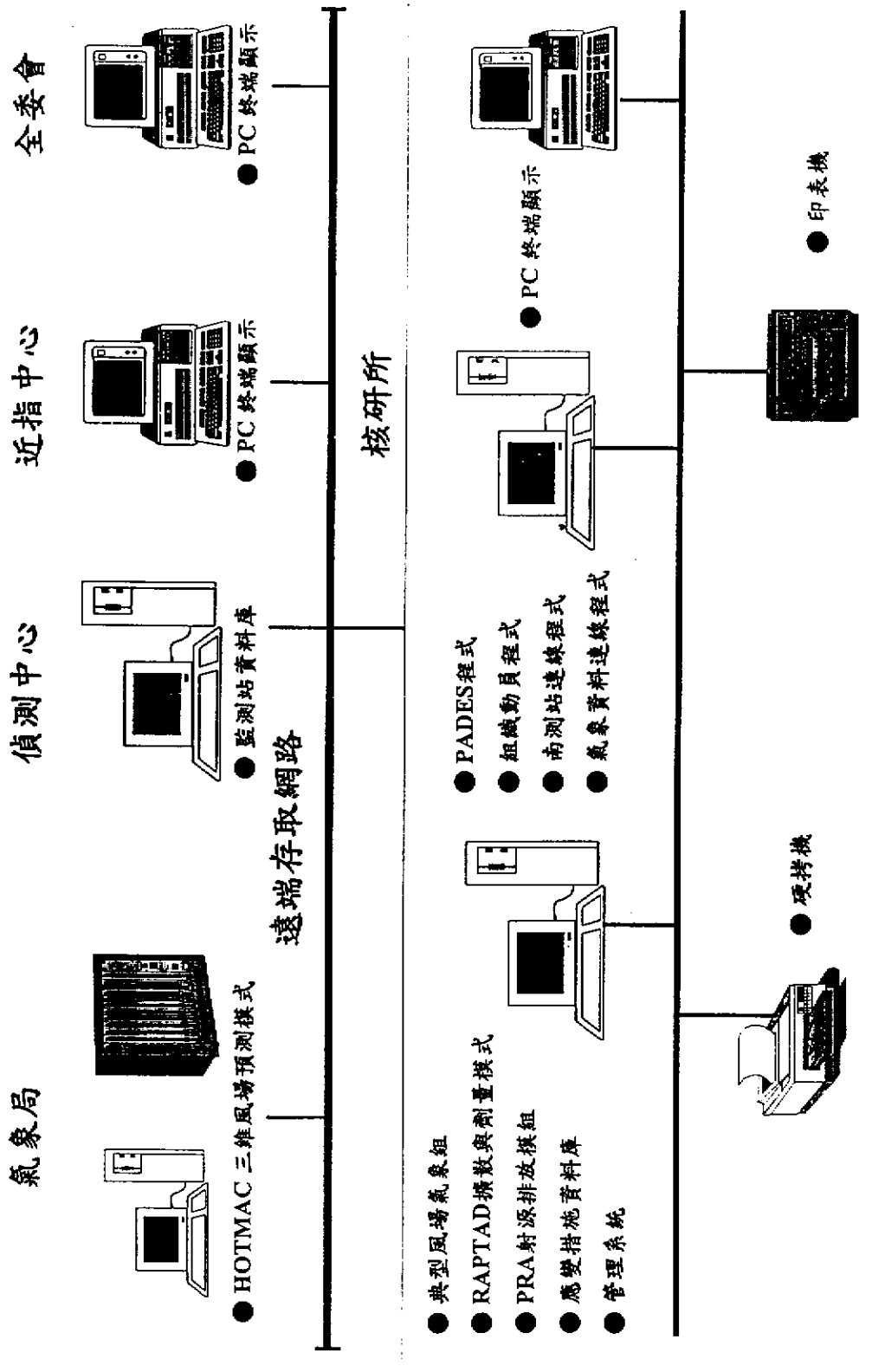


圖 1.1 台灣地區核能電廠緊急應變評估體系中所使用的擴散模式

現有台灣地區緊急應變系統中擴散模擬所用的方法雖然符合美國 NRC Regulatory Guide 1.145, "Atmospheric Dispersion Models for Potential Accident Consequence Assessments at Nuclear Power Plants"之建議，但因數值計算和電腦科技快速的發展，不斷發展出許多新的方法，如果能配合最新的技術，將可獲得較正確的結果，此為此一研究之主要動機。

1.2 前人研究

因為過去台灣曾有許多計畫針對電場意外事件擴散進行研究，不過本研究與過去的研究有還是許多不同之處，本節中我們將就此一問題做一說明。

早期許多研究與複雜地形地區的風場與擴散有關，如：祁(1993)利用二維中尺度模式再加入高階擴散模式模擬海陸風環流下污染物的通量；黃和莊(1993)，探討盛行東北季風下近地污染面源於複雜地形的擴散現象，利用高階亂流閉合的中尺度數值模式來進行核一、核二廠個案模擬；王(1996)利用 HOTMAC 模式模擬台灣北部環流，以醉步模式和追蹤劑實驗比較核二廠煙流軌跡之差異；陳(1985)以診斷式風場為基礎，利用軌跡割段模式(Trajectory Segment Model)模擬高雄大林火力電場煙流軌跡。在淡江大學，蔡(1998)也曾利用 SAIMM 中尺度模式，配合自行發展的醉步法進行擴散模擬，探討台灣北部地區污染擴散情形，此一研究並利用 OpenMP 指令將程式平行化，以節省計算延時，但所使用氣象模式較為老舊為一靜力(hydrostatic)模式，且無法使用 nested grid 技術，嚴格地說，並不是一個最佳選擇。

最近則有張乃彬教授將擴散模式與地理資訊系統整合的研究(徐等，1989；翁等，1989)，不過此一研究較偏重整個應變系統架構之建立，由論文中看出並未對中尺度氣象模式和擴散模式的使用建立一套準確可行的制度。

在我們看來，上述研究都沒有進一步發展成作業化(Operational)的模式，在作業化的模式中希望能利用日常觀測資料很快地得到準確的預測。但僅依靠簡單的輸入資料，要獲得準確的風場並不是簡單的工作。如果模式過於簡化，則不易準確；如果模式較為複雜，則計算耗時。還好目前電腦科技快速發展，利用個人電腦，也可進行十分複雜的計算，同時因為網路的普及，要

取得即時的氣象資料也不是困難的工作，因此，我們希望能利用最新的技術，建立核電事故中擴散模擬系統，以供台灣應用。

在本計畫中我們將利用 RAMS 模式來模擬台灣地區複雜地形風場。當意外災害發生時，可迅速預測短期(一至二小時)或中長期(十二小時或二十四小時)放射線物質移動和擴散的過程，以供擬定緊急應變措施之用。

1.3 氣象模式之選用

在緊急意外事件擴散模擬時，必須利用準確的風場和亂流場來推動污染物的傳輸與擴散計算，通常產生風場的方式可分為診斷式風場模式(Diagnostic Wind Model)和動力中尺度氣象模式(Mesoscale meteorological model)。

診斷式模式只簡單地滿足質量守恆，對於動量守恆方程式則無法完全滿足。診斷式模式必須輸入觀測資料；如果觀測資料較為密集，可將所得的測站資料值先客觀分析後，再使其符合質量守恆(如Sherman和Mathew屬於此類)；如果觀測資料較為稀疏或缺乏，則須配合一些經驗公式，建立風場之猜值，再修正風場使其符合質量守恆(如SAI所發展的DWM)。

一般而言診斷式模式計算較為簡單，但無法預知未來氣象的發展，只可以簡單地提供穩定狀態(steady state)或近似穩定狀態(quasi steady state)狀況下較好的風場估計，此模式已廣泛使用來估算複雜地形的風場，也曾用於許多緊急外釋擴散模擬模式中，基本上此類模式可快速求出風場以進行短期的推估。

預測式模式(Pielk, 1984))建立在基本的物理守恆定律上，包括質量、動量、能量及其它成份的守恆定律。將模式依特定的情況予以簡化，使其有效率的處理問題，並使模擬的結果較容易理解及分析。預測式模式具有預測的能力，可用於各種地形條件，求出因地形造成的渦流及熱擾動之間的非線性交互作用，進而推算三維風場分佈。雖然計算複雜，但近年來計算機更新迅速，計算時間已大幅度的縮減。本研究選擇預測式模式進行動力模擬，以求出未來六小時或12小時後。

目前有許多中尺度氣象模式，各種模式均有其優缺點，表1.1列出一些中尺度氣象模式、其發展單位及過去在空氣品質應用的例子。

表 1.1 中尺度模式及其在空氣品質模擬應用

模式	發展單位	網格間距	空氣品質模式應用
MM5	NCAR/PSU	1-100 km	第一事件至季節性的空氣品質評估。為 MODELS3 中之主要氣象模式。
RAMS: The Regional Atmospheric Modeling System	CSU/Mission Research Corp.	100 m-100 km	LES、密西根湖和 OTAG 奧克蘭、Chesapeake 灣沉澱、以及意外事件模擬。
HOTMAC	Yamada Science and Art Co.	1-20 km	模擬地形污染物的擴散、點源排放。
ARPS: Advanced Regional Prediction System	U. Oklahoma	1-10 km	主要用於暴雨的模擬。
Ela	NWS/NOBP	0-50 km	區域 regional 模式。
LAAPS: Local Analysis and Prediction System	NOAA/PSL	10 km	非線性的氣象資料的高分辨率分析，以用於緊急事件評估。
MAPSRUC: Mesoscale Analysis and Prediction System	NOAA/PSL	40 km	區域分析及預測，能見度分析。

經比較後，本研究中所使用的氣象模式為美國科羅拉多大學(Colorado State University)所發展出的區域大氣模式系統(The Regional Atmospheric Modeling System, RAMS)。RAMS 是根據原始方程式為基礎所發展出的中尺度氣象模式，可依據模擬的需求選擇各種不同的物理過程及數值方法，加上具有多重巢狀網格功能(Clark and Farley, 1984)，故模擬範圍十分具有彈性(範圍涵蓋大渦流至中尺度對流系統)，廣泛適用於中尺度氣象之研究如：模擬或預報氣象之相關研究或作為空氣品質模式之風場前處理。並可利用四維資料同化(four-dimensional data assimilation)將氣象觀測資料併入 RAMS 以修正風場。模式產生的三維風場經處理後可供空氣品質模式如 HYPACT 利用。本計劃中

水平網格解析度希望能達到 1km，此一模式能符合本計畫之須求。

三維的動力風場模擬須要複雜且耗時的計算，不能等到有意外事件發生才開始進行氣象模擬；可行的方法是利用全球分析場作為初始資料，每日一次(或數次)日常性的模擬未來 24 或 48 小時的氣象變化，如果真有意外事件發生，只要輸入排放資料，就可很快地進行模擬。然而此種方法因沒有“混入”當地的觀測資料，其準確性如何頗值探討，因此在本計畫中首先將針對此一問題進行分析。如果可行再一依此法建立一完整的作業化系統。

1.4 擴散模式之選擇

過去台灣地區點污染源擴散常用高斯煙流模式(Gaussian plume model)模擬，此類模式計算十分簡單，可以很快地求出污染物濃度分佈，但也有很多缺點。首先，複雜地形產生的非均勻流場，造成污染物的傳送並非直線，而且意外事件的排放大都不是連續排放，因此採用靜定(steady)假設的高斯煙流(Gaussian plume model)模式並不合適，所以此一計畫並不考慮使用此一模式。

我們評估數個其他形式的模式，包括尤拉(Eulerian)模式、高斯陣噴模式(Gaussian puff model)、醉步法(Random walk model)等，這些模式各有其優缺點，分析如下。

尤拉模式(Csanady., 1973)假設在每個網格中污染物均勻混合於其中，網格內的濃度為定值，因此會造成不正常的初始稀釋現象(initial dilution)，對於點源的擴散造成不正常的扭曲；本研究主要模擬單一來源的意外事件，如以尤拉模式模擬，將無法真正看出高濃度地區污染物移動的狀況。不過當污染雲的尺度擴張到與數值模擬網格相近以後，尤拉模式比其他形式的模式能更有效率的求出擴散濃度。

高斯陣噴模式計算簡單，過去常用於長程傳輸或意外事件模擬。由於此一模式對於濃度分佈仍須作簡化的假設，因此無法反應出垂直風切、氣流輻合分散、環流等各種現象。

醉步法藉由大量質點的隨機運動，以統計求出濃度分佈。此法雖然可考慮各種複雜的擴散情況，然而所須之計算時間最長；而且在遠處因為質點分散在廣大

的空間，要準確的求出濃度分佈將非常困難。我們將採用醉步法加以模擬，醉步法的演算乃自行發展，並與中尺度氣象模式加以結合。

我們在評估數種模式，包括 CALPUFF，HYSPLIT，HYFAC 等之後，決定採用 HYFAC 進形擴散模擬。HYFAC 模式的特點就是在進近場可以採用 Lagrangian 型式之醉步模式(random walk model)計算濃度，等到質點逐漸散開，再改用 Eulerian 模式計算污染物擴散濃度。此一模式可同時可考慮傳送、擴散及沉降，適合此一計畫使用。

1.5 研究目的

大氣擴散模式為核能電廠緊急應變系統中重要的模組，此一計畫主要目地為發展一適合台灣地區使用之作業化系統，以便放射線物質外釋時能作即時的評估。此一系統將採用中尺度氣象模式 RAMS，對未來氣象條件作動力模擬，求出三度空間、時變的風場和其他各項氣象變數，至於擴散模擬則採用 HYFAC 模式進行推估，以求出煙流軌跡和擴散濃度及沉降量，計算結果將可配合地圖直接顯示於螢幕上。本年將選擇一個電廠，完成整個系統的整合，收集所須輸入資料，建立資料庫，配合實際氣象資料進行模擬操作。

第二章 研究方法

2.1 RAMS 模式

2.1.1 簡介

此一研究所用的 RAMS 模式之版本為 3b，此一模式對各個過程提供多種選項(options)，因此使用者可以針對所要解決的問題，選擇合適的方法，以得到最佳的結果。表 2.1 列出主要功能和其選項，用粗體字標示者，為此一研究所用的方法。

表 2.1 此一研究中所用的 RAMS 選項

項目	使用方法
制御方程式	<ul style="list-style-type: none">● 可壓縮、非淨力● 靜力(可壓縮或不可壓縮)
維度	<ul style="list-style-type: none">● 三維● 二維
垂直座標	<ul style="list-style-type: none">● Terrain following Z^*● 標準直角座標
水平投影	<ul style="list-style-type: none">● Rotated polar-stereographic transformation● 標準直角座標
網格結構	<ul style="list-style-type: none">● Arakawa-C grid stagger● 不限的巢狀網格● 使用者指定的空間和時間巢狀縮比● 可以增加或刪除巢狀網格● 移動的巢狀網格
時間差分	<ul style="list-style-type: none">● Leapfrog● 前向插分● 混合
亂流閉合	<ul style="list-style-type: none">● Deformation/stability-based(Smagorinsky-Lilly)● Turbulent kinetic energy(Mellor-Yamada Type)● Turbulent kinetic energy(Deardorff type)
冷凝	<ul style="list-style-type: none">● 網格點完全飽和或未飽和● 沒有冷凝

輻射	<ul style="list-style-type: none"> ● Chen-Cotton(1988) long/shortwave model ● Mahrer and Pielke(1977) long/shortwave model
雲微物理	<ul style="list-style-type: none"> ● 暖雨程序(warm rain process) ● 五種冰冷凝物種
下方邊界條件	<ul style="list-style-type: none"> ● 地面層相似率(Louis, 1979) ● Tremback/Kessler(1985)土壤、溫度、濕度模式 ● 植物溫度、濕度模式
上方邊界條件	<ul style="list-style-type: none"> ● 剛性頂蓋 ● Raleigh 磨擦層 ● 預測地面壓力 ● 重力波輻射條件
側向邊界條件	<ul style="list-style-type: none"> ● Klemp and Wilhelmson(1978) 輻射條件 ● Orlanski(1976) 輻射條件 ● Klemp and Lilly(1978) 輻射條件 ● Davis(1976) 逼近條件(nudging condition) ● 周期條件(Cyclic conditions)
初始化	<ul style="list-style-type: none"> ● 水平均勻 ● 等位溫層結合網格及觀測資料之分析場 ● 將網格資料插值到氣象模式的網格

2.1.2 RAMS 之制御方程式

此一研究所用之制御方程式為可壓縮、非靜力(non-hydrostatic)，包括下列方程式：

1. 運動(motion)方程式：

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\
 \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\theta \frac{\partial \pi}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \\
 \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= -\theta \frac{\partial \pi}{\partial z} - g \frac{\theta_v}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial z} \right)
 \end{aligned}$$

2. 質量連續方程式：

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = - \frac{R \pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right)$$

3. 熱力方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} + u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} + v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} + w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} = & \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) \\ & + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad} \end{aligned}$$

4. 水氣質量守恆方程式

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} + u \frac{\partial r_n}{\partial x} + v \frac{\partial r_n}{\partial y} + w \frac{\partial r_n}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial r_n}{\partial z} \right)$$

各變數所代表的含義為：

u, v, w : 三個方向的速度分量

f : 柯氏力參數

K_m : 動量之渦流黏滯係數

K_h : 熱量和水氣之渦流黏滯係數

θ_{il} : 冰-液態水之位溫

r_n : 總水(total water)、雨(rain)、(pristine)、冰晶(crystal)、aggregates、雪(snow)

之混合比

ρ : 密度

g : 重力加速度

r_t : 總水混合比

r_v : 水蒸氣混合比

π : 總 Exner 函數

π' : Exner 函數擾動量

θ_v : 虛位溫

p : 壓力

con : 對流參數化之驅勢

rad : 輻射參數化之驅勢

res : 微物理參數化之驅勢

氣壓預報以 exner function(π)來表示， π 定義成：

$$\pi = C_p \left(\frac{P}{P_{00}} \right)^{\frac{R}{C_p}}$$

其中 C_p 為乾空氣之定壓比熱， P_{00} 為 1000Pa， R 為乾空氣氣體常數。

2.1.3 網格結構

RAMS 所用的網格為標準的 Arakawa C 網格(Mesinger and Arakawa, 1976)。所有的熱力、水氣變數均定義於網格中心，而速度分量則定義於其垂直向 1/2 網格處。這樣的安排有許多好處，包括速度分量的位置相對於熱動力變數的位置為等熵(isotropy)，此點對質量和通量的守恆相當重要。

在水平方向採用 polar stereographic 投影法，投影中心位於最粗網格的中心位置，使用此種方法可以減少模式網格間距和實際距離間的扭曲，如果模擬範圍較小，水平的網格結構將與直角座標系統或 UTM 系統接近。

在垂直向採用 sigma-z 的座標系統，此種方法與 sigma-p 座標系統比較，其優點為在整個模擬期間模式的格點至地面的高度皆保持固定，理論上可用於非常細的水平網格。

RAMS 使用的網格巢狀化技術是由 Clark and Farley(1984)、Clark and Hall(1991)所發展的雙向影響(two-way interaction)技術，此一技術首先更新粗網格的解答，然後利用三次多項式進行空間插值，求出較細網格邊界上的值，並將其設定為邊界條件；利用此一邊界條件，求解更新後的細網格的值，當細網格計算到與粗網格相同時間時，再用細網格的平均值把粗網格內的值加以覆蓋掉；在計算過程中，均仔細檢查以確保在網格介面上的質量和動量守恆。RAMS 可使用無限多層網格，具有平行及垂直兩種巢狀網格。

2.1.4 數值方法

RAMS 有數種基本時間差分操作方式，對非靜力模式採用前向後向一階演算法(forward-backward first order scheme)、跳蛙法(leapfrog scheme)或混合法(hybrid scheme)，而靜力模式採用前向後向法。所有上述演算法均採用時間分割(time-split)法，以處理較快速傳遞的聲波項；此一演算法降低真正的

聲波傳遞速度，並以較小的時間步階計算快速傳播的聲波項。(Tripoli and Cotton, 1982 ; Tremback et al., 1985)。此一研究採用混合法，即速度和壓力項採用跳蛙法，其他變數則使用前向差分法。

對流項差分有兩種選擇，即 leapfrog 和 forward-upstream。對流項的演算採用通量守恒型式(flux conservative mode)，以便質量動量和能量能維持守恒。

2.1.5 亂流參數化

在大氣邊界層內，氣流通常為亂流。如果採用 Reynold 分解法，將瞬時速度或純量分為平均值和擾動值，則制御方程式中將產生二次相關項如 $\overline{u_i u_j}$ 或 $\overline{u_i \phi}$ 等。如此一來未知數將比方程式的數目還多，必須利用適當的假設加以閉合才能求解，這就是所謂的亂流閉合問題(turbulent closure)。

在 RAMS 3b 中亂流閉合採用 K 理論(K-theory)，對純量採用下列公式：

$$\overline{u_i \phi} = -K_{hi} \frac{\partial \phi}{\partial x_i}$$

其中 K_{hi} 為 i 方向的渦流混合係數(eddy mixing coefficient)。

對速度分量，則視網格之大小可以有兩種選擇，當水平網格間格與垂直網格間格相近時，對流運動可獲得解析(resolvable)，雷諾應力可以用下式計算：

$$\overline{u_i u_j} = -K_{mi} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

上式中 K_{mi} 為渦流黏滯係數，此時假設 $K_{mi} = K_{mj}$ ，即 $\overline{u_i u_j} = \overline{u_j u_i}$ 。當水平網格間格比垂直網格大很多時，對流運動無法顯現出來，雷諾應力在垂直和水平方向並不對稱，因此垂直擴散係數可以下式計算

$$\overline{u_i u_j} = -K_{mi} \frac{\partial u_i}{\partial x_j}$$

在 RAMS 中提供四種方法以計算 K_{mi} 和 K_{hi} ，此處我們介紹如何以 TKE 法求出其值。

TKE 是用來估算渦流混合係數(eddy mixing coefficients)，當水平網格尺度很大時，可使用 Mellor and Yamada(1974)法來計算垂直混合係數(vertical

mixing coefficients)，並使用局部變形法來計算水平混合係數(horizontal mixing coefficients)。Mellor and Yamada 亂流參數法是總體閉合的(ensemble closure)，其假設 Reynold's-averaged flow 無法解析對流(convection)，所以利用參數化的對流項來決定垂直傳輸。當水平網格尺度很小，可使用 Deardorff (1980)法，此法將可解析對流運動。此法是次網格閉合，只有對小於“可解析尺度”的渦流之運動作參數化。並且假設可解析的運動能進行大部分的亂流傳輸，此法可利用在水平和垂直方向上。

Mellor 和 Yamada(1974,1982)發展的所謂“2.5 level”閉合方法是修改自 Helfand and Labraga (1988)，其風場、位溫(θ)和亂流動能(e)由 RAMS 預測場提供。此法主要根據預報方程式在氣象模式中求解出亂流動能。

定義亂流動能(TKE)， e ，如下：

$$e = 0.5(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$$

預報方程式 e 表示成：

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -u \frac{\partial e}{\partial x} - v \frac{\partial e}{\partial y} - w \frac{\partial e}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} (K_e \frac{\partial e}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_e \frac{\partial e}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_e \frac{\partial e}{\partial z}) + P_s + P_b + \varepsilon$$

其中 P_s 為剪力產生項：

$$P_s = K_m \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right]$$

P_b 為浮力產生項：

$$P_b = -\frac{g}{\theta} K_h \frac{\partial \theta_v}{\partial z}$$

能量消散項， ε ，表示成：

$$\varepsilon = a_e \frac{e^{3/2}}{l}$$

垂直渦流動能、熱量和 TKE 延散計算表示如下：

$$K_m = S_m l \sqrt{2e}$$

$$K_h = S_h l \sqrt{2e}$$

$$K_e = S_e l \sqrt{2e}$$

亂流長度尺度 l ，假設為

$$l = \frac{\kappa(z+z_0)}{1 + \kappa(z+z_0)/l_\infty}$$

$$l_\infty = 0.1 \frac{\int_0^H z \sqrt{e} dz}{\int_0^H \sqrt{e} dz}$$

此處 κ 為 Von Karman constant； z_0 為粗糙度。且為了確保穩定(stable)，依據 Andre et. al(1978)訂定之上限如下：

$$l \leq 0.75 \left[\frac{2e}{\left(\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)} \right]^{1/2}$$

在 2.5 階 scheme 中， S_m 、 S_h 分別為：

$$S_m = \frac{A_1 \{1 - 3C_1 - 3A_2 [B_2(1 - 3C_1) - 12A_1C_1 - 3A_2]G_h\}}{1 - 3A_2(7A_1 + B_2)G_h + 27A_1A_2^2(4A_1 + B_2)G_h^2 + 6A_1^2[1 - 3A_2(B_2 - 3A_2)G_h]G_m}$$

$$S_h = A_2 \frac{1 - 6A_1S_mG_m}{1 - 3A_2(4A_1 + B_2)G_h}$$

其中經驗常數採用 Mellor and Yamada(1982)：

$$\{A_1, A_2, B_1, B_2, C_1, S_e, \alpha_e\} = \{0.92, 0.74, 16.6, 10.1, 0.08, 0.20, 2^{2/3}/16.6\}$$

2.1.6 邊界條件

在 RAMS 中提供數種側向邊界條件，包括

(1) 輻射邊界條件：輻射邊界條件之方程式如下

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -(u + c) \frac{\partial u}{\partial x}$$

其中 u 為與邊界垂直的方向的速度分量， c 為相速度(phase velocity)。c 值在 RAMS 中可選擇 Orlanski(1976)或 Klemp and Lilly(1978)以及 Klemp and Wilhelmson (1977)演算法。

(2) 零梯度

(3) 固定入流/出流量。

在此一研究中速度分量採用 Klemp and Lilly(1978)法，其他變數則採用零梯度法。

至於頂部條件在本研究中採用簡單壁(simple wall, $w=0$)，假設配合吸收層的使用。以避免產生太大的反彈波。

2.7 地面層參數化

在下方邊界，地面層通量(surface layer flux)提供主要的大氣和地表交換資訊，並能合適地利用數值運算結果來定義地表上方 $0.5\Delta z$ 處的變數值。

計算地表層熱量及水汽進入大氣之通量是利用 Louis(1979)法。Louis 法是參考 Businger et. al(1971)函數圖形近似求得。此方法用來計算從陸地表面和水體表面、裸露土壤以及植物表面進入大氣的流通量。此流通量之計算適用於大氣邊界層底部的次網格(sub-grid)中的擴散運算。

地面層通量可由下式表示：

$$u_*^2 = a^2 u^2 F_m \left(\frac{z}{z_0}, Ri_B \right)$$

$$u_* \theta_* = \frac{a^2}{R} u \Delta \theta F_h \left(\frac{z}{z_0}, Ri_B \right)$$

$$u_* r_* = \frac{a^2}{R} u \Delta r F_h \left(\frac{z}{z_0}, Ri_B \right)$$

$$\text{其中 } a^2 = \frac{k^2}{\left(\ln \frac{z}{z_0} \right)^2}$$

$$\text{不穩定時, } F = 1 - \frac{b Ri_B}{1 + c |Ri_b|^{1/2}}$$

$$\text{穩定時, } F = \frac{1}{(1 + b' Ri_b)^2}$$

經驗上 F_m 、 F_h 式子中，常數 b 和 b' 分別設為 9.4 和 9.7，而常數 c 可表示成

$$c = C^* a^2 b \left(\frac{z}{z_0} \right)^{1/2}$$

C^* 在 F_a 、 F_h 式子中分別設為 7.4 和 5.3。

垂直方向之熱、水氣、和動量通量，必須由地表溫度和濕度來決定；在 RAMS 模式中，將地表分為水面和陸地，而陸地又分為裸露土壤和植物覆蓋兩種，在各種情況下溫度和濕度的計算方法說明如下。

水面溫度在整個模擬過程中均假設為非時變，由使用者所輸入的海水表面溫度求出；而表面濕度則假設為飽和，由表面壓力和水溫求出。

對於裸露土壤 RAMS 使用多層土壤模式 (Trenback and Kessler, 1985)，此種方法改良自 Mahrer and Pielke (1977) 和 McCumber and Pielke (1981)，由於不需疊代 (iteration) 計算，故可減少計算時間。

裸露土壤表面溫度 θ_g 則由能量平衡求出 (Mahrer and Pielke, 1977)。在

RAMS 中利用下列能量平衡方程式求出地面溫度

$$C_s \Delta z_g \frac{\partial \theta_g}{\partial t} = \alpha R \downarrow + R \downarrow - \sigma T^4 + \rho C u_s \theta_s + \rho L u_s r_s - C \lambda \frac{\partial \theta_g}{\partial z} \Big|_g$$

上式中考慮地表淨輻射量、空氣和地表間之可感熱通量 (sensible heat flux) 和蒸發熱通量 (latent heat flux)、及進入土壤之熱通量，求出地表溫度。

至於植物覆蓋區域則採用大葉法 (Big leaf method) 求出各通量此法與上述裸露地表計算方法類似但地表能量平衡方程式變為

$$C_s \Delta z_g \frac{\partial \theta_g}{\partial t} = \alpha R \downarrow + R \downarrow - \sigma T^4 + \rho C u_s \theta_s + \rho L u_s r_s - C \lambda \frac{\partial \theta_g}{\partial z} \Big|_g$$

若一網格內有不同地表則採用面積加權求出平均垂直通量可以下列方程式表示

$$u_s^2 = f_w(u_s^2)_w + f_g(u_s^2)_g + f_{veg}(u_s^2)_{veg} + f_s(u_s^2)_s$$

$$u_s \theta_s = f_w(u_s \theta_s)_w + f_g(u_s \theta_s)_g + 2 LAI f_{veg}(u_s \theta_s)_{veg} + f_s(u_s \theta_s)_s$$

$$u_s q_s = f_w(u_s q_s)_w + f_g(u_s q_s)_g + 2 LAI f_{veg}(u_s q_s)_{veg} + f_s(u_s q_s)_s$$

上式中下標 w 、 g 、 veg 、 s 分別代表水、裸露土壤、植物和遮蔽土壤， f 為各種地

面所佔比率， LAI 為葉面積指標，代表垂直方向平均葉片數目。 $f_{veg} = f_s$ ，

$$f_w = 1 - f_g - f_{veg}。$$

2.1.8 對流參數化

對流參數化(Convective parameterization)為中尺度氣象模式中最重要之影響因素之一，然而這個卻也是最複雜和難以解決的問題。當水平格點間距大於 50-60km 時，在對流性不穩定的格點可以採用積雲參數化模式，對流性穩定的格點則採用顯性(explicit)的冷凝法。當水平格點間距小於 3km 時，對流現象已能加以解析，因此可採用顯性的積雲物理模式。目前較大的問題是水平格點間距為 3-50km 時，無法使用上述方法，一般建議此一範圍採用混合法。然 RAMS3b 尚未安裝此法，因此目前的模擬在最粗的網格中採用郭氏(Kuo schem)的積雲參數化，其他較細的網格則不使用積雲參數化模式。

2.1.9 輻射參數化

輻射參數化中包含有短波及長波輻射，短波輻射模式方面包含晴空分子之散射、吸收(Yamamoto, 1962)、臭氧吸收(Lacis and Hansen, 1974)，雲層的反射、吸收(Stephens, 1978)，晴空及多雲下之混合層近似(Stephens, 1977)。長波輻射模式包含晴空放射(Rodgers, 1967)、雲層的放射(Stephens, 1978)，同時亦包含有水汽(Jacob et al., 1974)及二氧化碳(Kondrat'yev, 1969)的吸收和放射波段。此一研究採用 Chen and Cotton (1982, 1987)方法，因為此方法考慮雲的效應。

2.1.10 雲物理

在雲物理方面，包括雲雨的轉換、蒸發、沈降及冰晶核化等微物理過程(Cotton et al., 1982)。關於雲微物理參數化，建議在水平網格小於 20km 以下使用，因為在此網格尺度下不具有適當之對流調整參數化方法，RAMS 提供之方法中包含有暖雲過程之雲水含量、雨滴蒸發及昇華過程(Tripoli and Cotton, 1980)，方可加上冰相過程(Cotton et al., 1982)，而冰相過程亦可選擇其複雜程度，例如冰晶的淞化、斷裂，…等機制。雲微物理過程可依所需做不同複雜程度上調整。

2.1.11 RAMS 模式輸入資料之來源

RAMS的計算流程和所須輸入資料如圖2.1所示。必須先準備全球等壓層三維網格氣象場和地面、高空觀測資料及其他地面條件的資料，這些資料來源在表2.2中加以說明。氣象資料經處理後，用於模式的初始條件、邊界條件和四維資料同化(FDDA)。資料輸入RAMS中進行動態模擬，所求出之資料量相當龐大，可利用科學可視化(Scientific visualization)軟體繪圖輸出，或直接作為HYPACT模式之輸入資料。

圖2.1 RAMS之計算流程

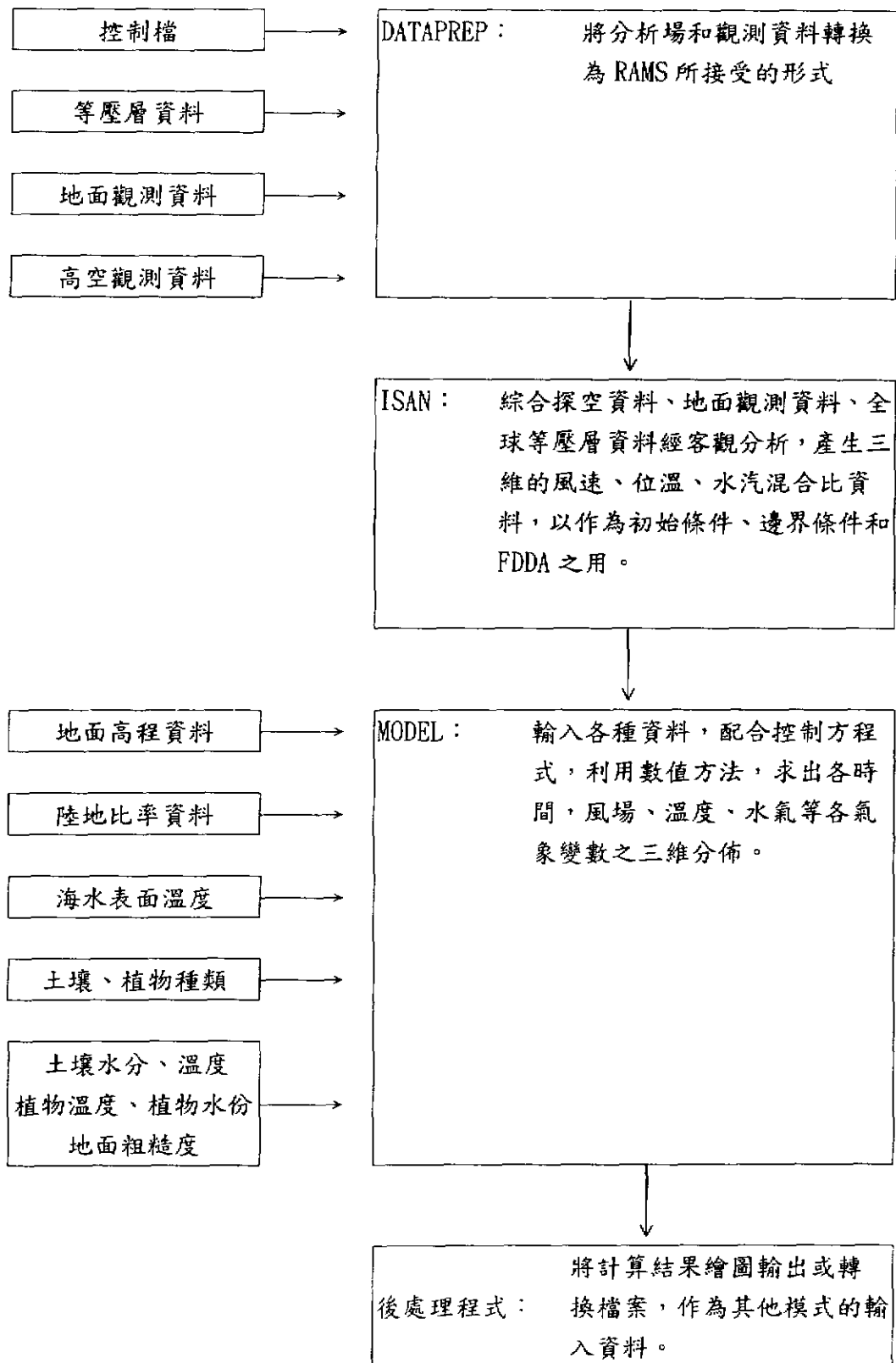


表 2.2 RAMS 的輸入資料和來源

檔案名稱	資料說明	來源
等壓層三維 網格氣象場	NCEP Global Tropospheric Analyses, 2.5 度規則經緯網格，垂直含地面及高 空 13 層，每日兩次 00Z 和 12Z。	NCAR DSS (www.scd. ucar.edu/dss/) Dataset ds082.0
探空氣象資 料	NCEP ADP Global Upper Air Obs. NCEP 由 GTS 收集資料並進行一些品 管後建檔，每日兩次 00Z 和 12Z。	NCAR DSS Dataset ds353.1
地面氣象資 廖	NCEP ADP Global Surface Obs., NCEP 收集資料。並進行一些品管後建 檔。	NCAR DSS Dataset ds464.0
地形高程	USGS 30sec Global Elevation Data, GTPO30	http://edcwww.cr. usgs.gov/landdaac /gtopo30/gtopo30.html
網格內陸地 比率	大範圍地區用 RAMS 內存資料，解析 度 10min。台灣地區自行準備資料，解 析度 30sec。	
海水面溫度	用 RAMS 內存資料，解析度 10min。	
地表粗糙度	假設地面為 0.3m，海面為 0.01m。	
土壤種類	假設為沙、黏、壤土混合。	
植物種類	假設為農田/混合農場。	
初始土壤溫 度、含水量	假設之含水量初始值依不同深度約為 0.4~0.2，土壤溫度亦依深度加以假設。	
初始植物溫 度、含水量	植物溫度初始值假設與大氣溫度同。	

2.2 HYPACT 模式

HYPACT 模式的特點就是在進近場可以採用 Lagrangian 型式之醉步模式 (random walk model) 計算濃度，等到質點逐漸散開，再改用 Eulerian 模式計算污染物擴散濃度。

以醉步模式 (Ley, 1982; Legg, 1982) 模擬，從污染源每隔 Δt 時間排放一定的質點，質點運動軌跡的控制方程式如下：

$$x_{i+1} = x_i + u(x, y, z)\Delta t + u'(x, y, z, t)\Delta t$$

$$y_{i+1} = y_i + v(x, y, z)\Delta t + v'(x, y, z, t)\Delta t$$

$$z_{i+1} = z_i + w(x, y, z)\Delta t + w'(x, y, z, t)\Delta t + w_p(x, y, z, t)\Delta t$$

其中 x_i, y_i, z_i 為質點第 i 時間的位置， $x_{i+1}, y_{i+1}, z_{i+1}$ 為質點第 $i+1$ 時間的位， u, v, w 為平均風速，可由中尺度氣象場在第 i 時間上所求出的三維風場，經內插求得在 (x, y, z) 點上水平及垂直平均風速， u', v', w' 為瞬時風速擾動量，其計算方法下節將加以討論，至於 w_p 則代表因為愛外力所產生的垂直速度。

瞬時風速擾動量利用一個簡單的馬可夫歷程(Markovian process)，以一階自相關 (autocorrelation process of the first order) 求出。其計算式如下：

$$u'(t_{i+1}) = R_u(\Delta t)u'(t_i) + (1 - R_u^2)\tau_u$$

$$v'(t_{i+1}) = R_v(\Delta t)v'(t_i) + (1 - R_v^2)\tau_v$$

$$w'(t_{i+1}) = R_w(\Delta t)w'(t_i) + (1 - R_w^2)\tau_w$$

其中 $R(\Delta t)$ 為 Lagrangian 風速自相關函數，其定義為

$$R_u(\Delta t) = \exp(-\Delta t / T_{Lu}) ,$$

$$R_v(\Delta t) = \exp(-\Delta t / T_{Lv})$$

$$R_w(\Delta t) = \exp(-\Delta t / T_{Lw})$$

T_{Lu}, T_{Lv}, T_{Lw} 為 Lagrangian 時間尺度，至於變異項 τ_u, τ_v, τ_w 則由下式求出：

$$\tau_u = \sigma_u \eta_u$$

$$\tau_v = \sigma_v \eta_v$$

$$\tau_w = \sigma_w \eta_w + w_d$$

η_u, η_v, η_w 是平均值為 0，變異數為 1 的高斯分佈之亂數。當 σ_w^2 為高度的函數時，為使 τ_w 之期望值為零，必須加上一修正量 (w_d) 為

$$w_d = (1 - R_w(\Delta t))T_{Lw} \frac{\partial \sigma_w^2}{\partial z}$$

第三章 結果與討論

3.1 模擬區域

此一研究採用四層的巢狀網格，其範圍、格點數和格點間距如表 3.1 所示。各層網格所包圍的區域可由圖 3.1 看出，最外層的網格南起菲律賓，北部北到上海，西至香港，往東則包含琉球群島；而模擬的電場則位於此一區域的中心。至於最小的網格，其網格間距只有一公里，可以顯示出小範圍內細緻的變化，而模擬區域則包括電廠周圍 36km 的範圍，大約是兩小時的傳輸範圍。

圖 3.2 為第三層和第四層網格內的地形圖。圖上較粗的線條為縣市界，而較細的線條則為等高線。地形高程由 USGS 30 秒的地形高程資料求出，圖上等高線比實際的地形平滑，此乃因為平均和濾除短波所致。

在模擬範圍內之地面氣象測站和高空測站之位置及代碼如圖 3.3 和圖 3.4 所示。

表 3.1 巢狀網格之範圍、格點數和格點間距。

網格編號	1	2	3	4
東西向間距(km)	36	9	3	1
東西向間距(km)	36	9	3	1
東西向格點數	40	42	38	38
南北向格點數	40	42	38	38
垂直向格點數	25	25	25	25
西南角經緯度	(18.84,114.93)	(23.62,119.72)	(24.79,121.03)	(25.13,121.40)
東北角經緯度	(31.41,128.96)	(26.94,123.44)	(25.79,122.14)	(25.46,121.77)

Simulation Domains

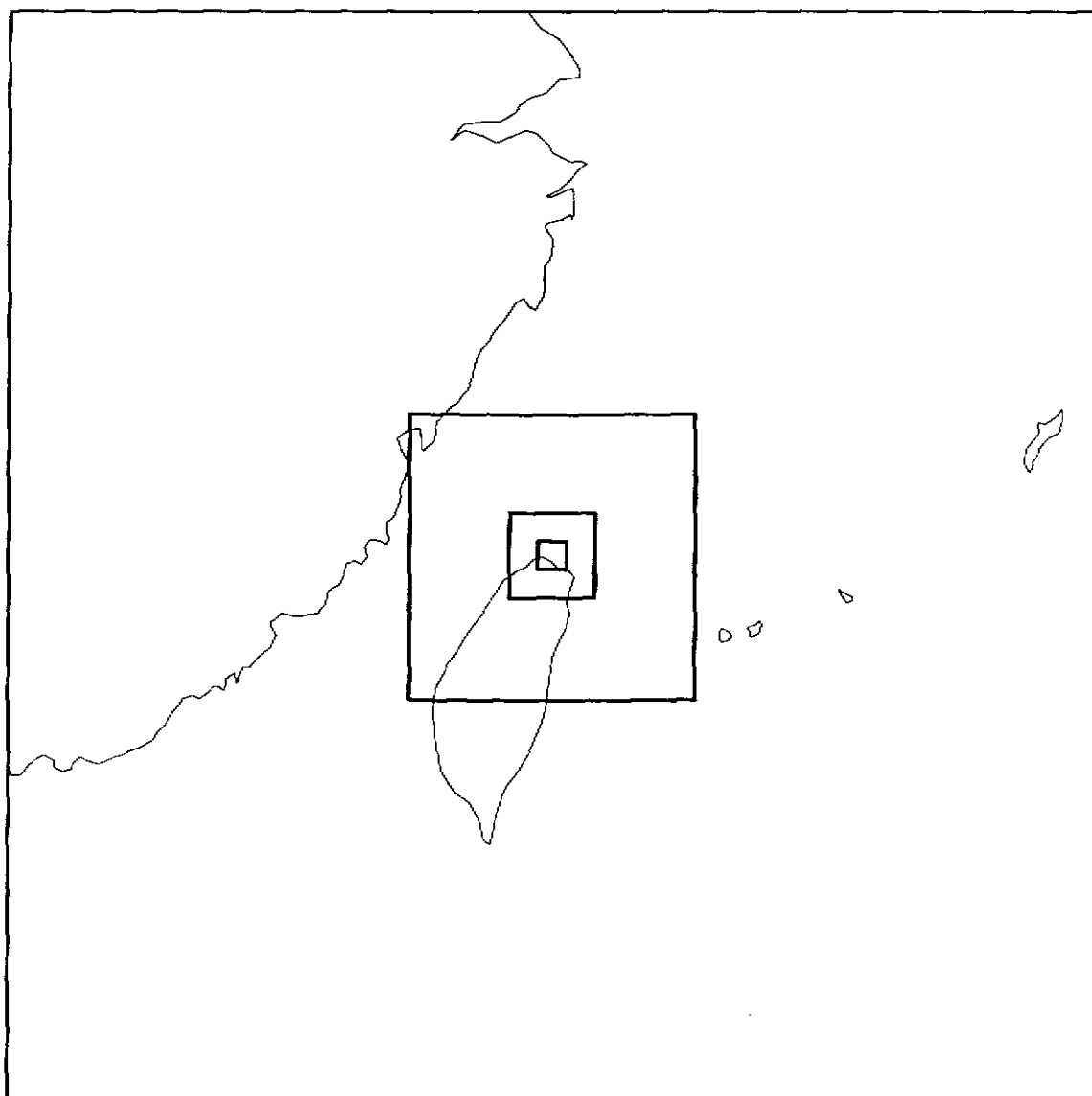


圖 3.1 四層巢狀網格之範圍

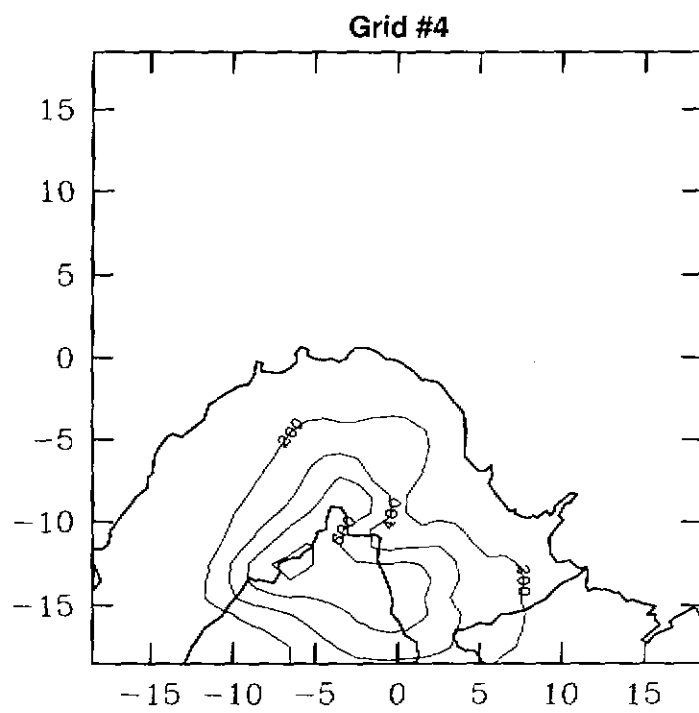
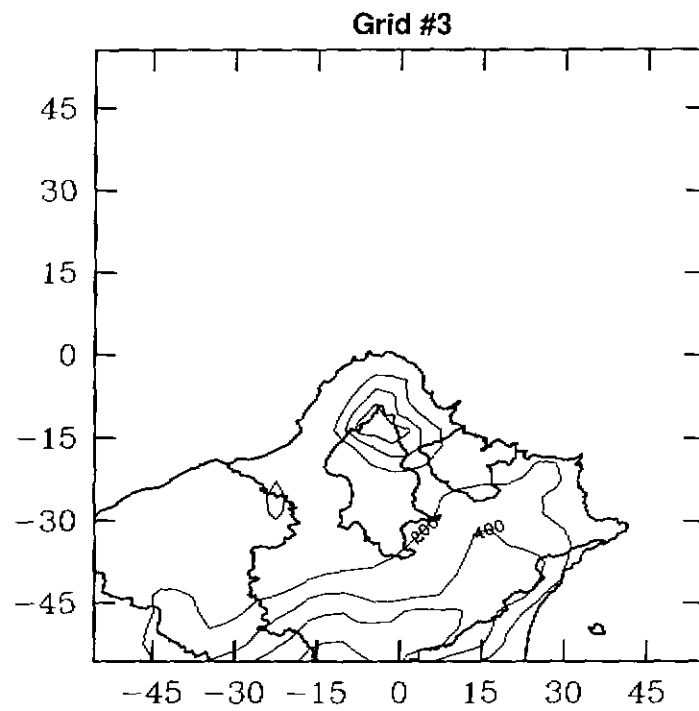


圖 3.2 第三層和第四層巢狀網格之地形

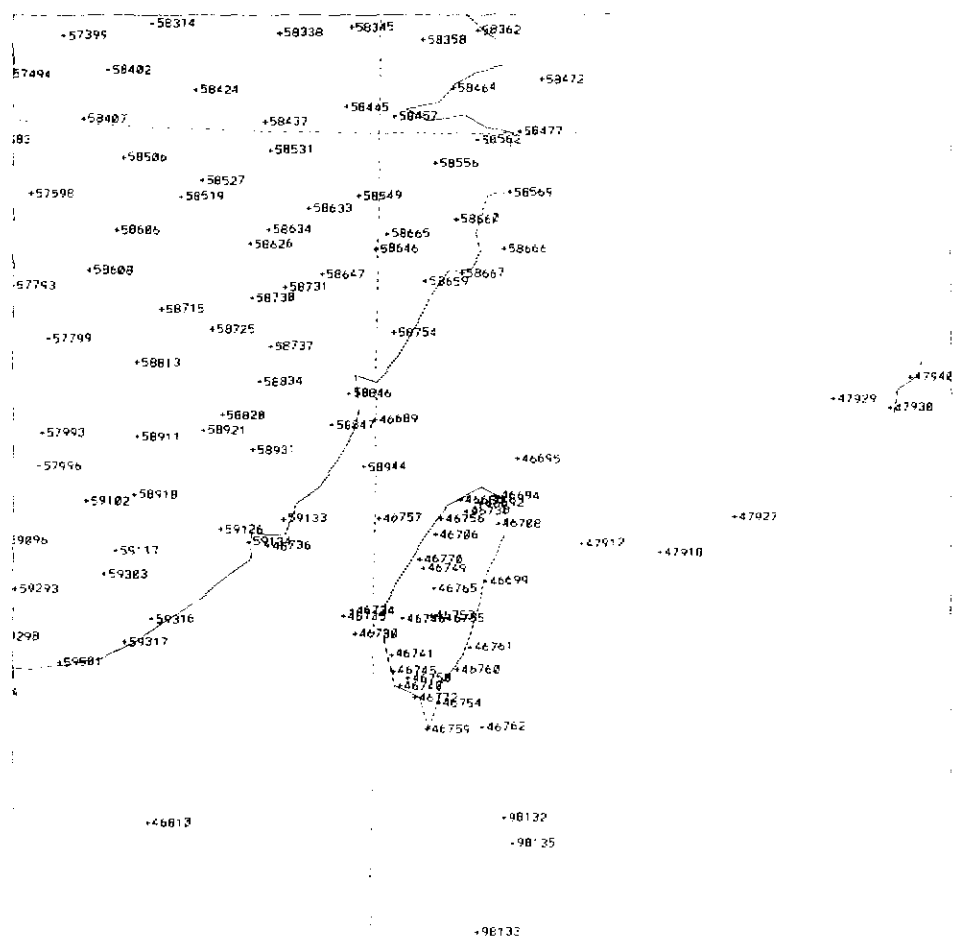


圖 3.3 模擬範圍內之地面氣象測站之位置及代碼

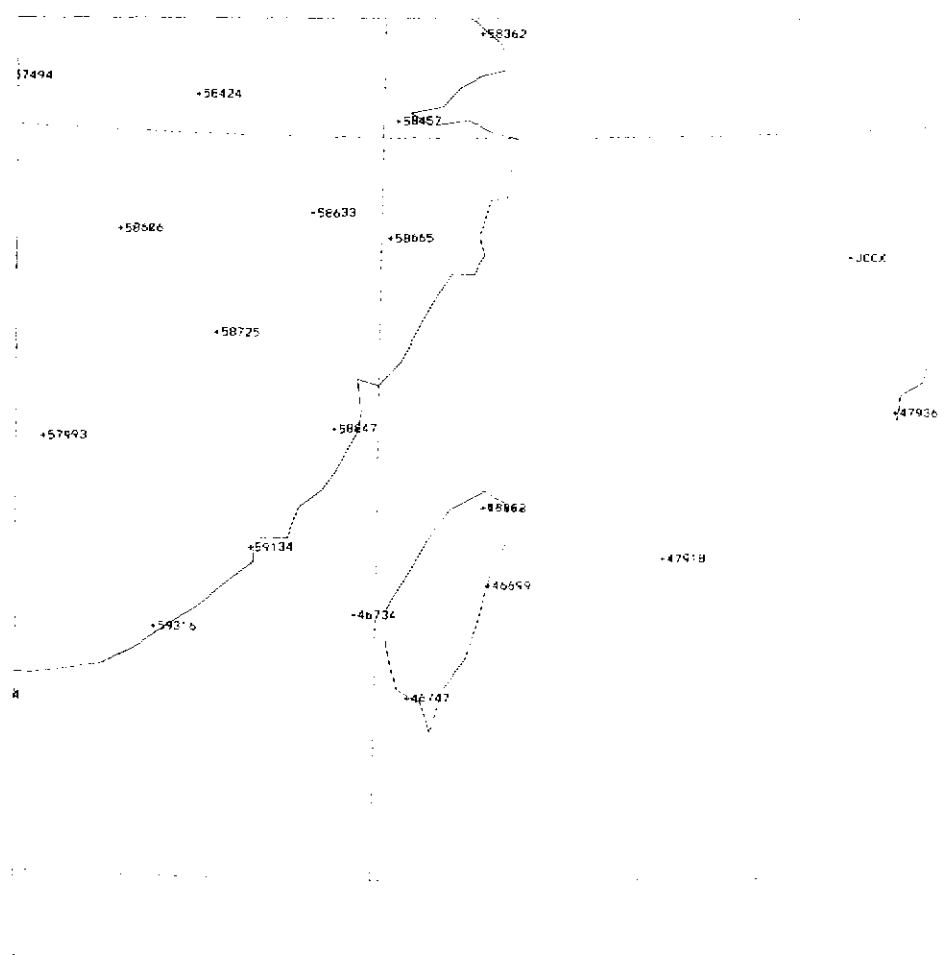


圖 3.4 模擬範圍內之探空站之位置及代碼

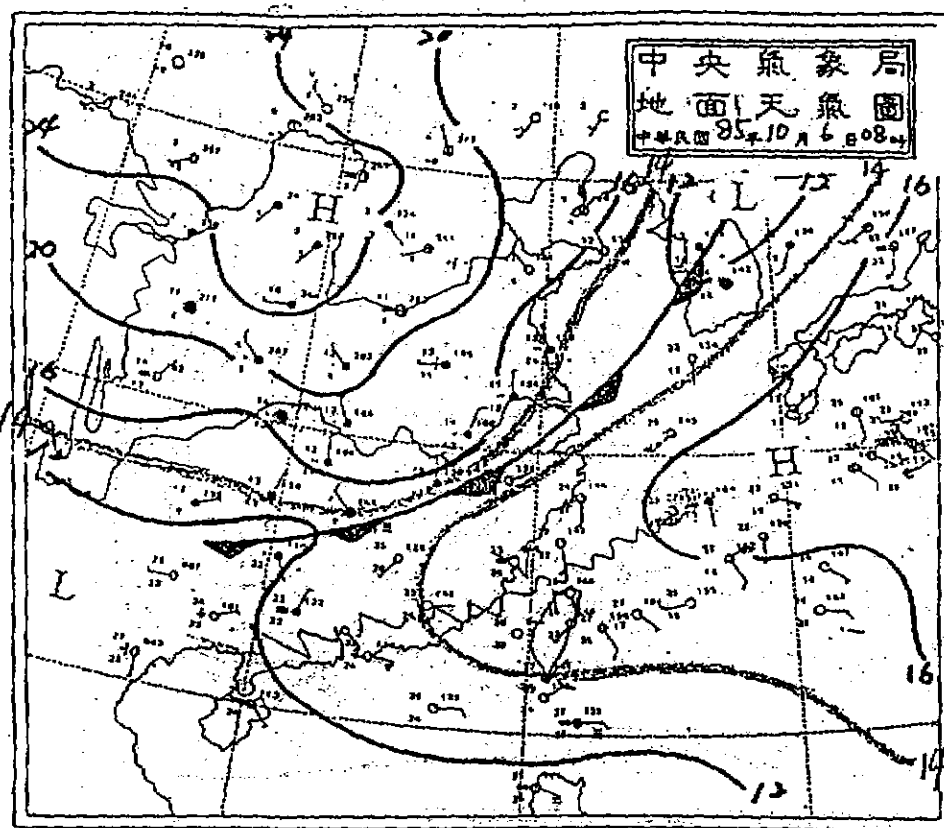
3.2 模擬結果分析討論

為了解 RAMS 模式在台灣北部地區進行模擬之結果表現，我們選定 1996 年 10 月 6、7 日進行模擬。這兩天的天氣圖如圖 3.5 所示。在 10 月 6 日 00Z 低氣壓中心位於(45N, 131E)，向東北移動，其冷鋒自位於朝鮮半島的中心向西南延伸，經長江口到貴州。出海高壓位於日本海及其南海上，脊線由日本東方向西南伸展經台灣北方近海、華南沿海到廣西，台灣地區受此副熱帶高壓脊線所影響，在北部地區都吹東南風或南風，天氣良好。10 月 7 日 00Z 大陸高壓中心位於(37N, 110E)，向東南移動，其冷鋒自中心由日本向西南延伸，經東海南部、福建到廣東。台灣地區位於鋒前，為出海高壓西伸脊線所影響，風向仍為南風。之後，鋒面逐漸靠近，風向轉為偏東之北風，但風速微弱。到了 10 月 8 日 00Z，受到大陸性高壓影響，東北季風逐漸增強。林等(1999)和吳等(1999)曾利用 MM5 模式對此一期間的氣象變化進行模擬。

利用表 2.1 所列的選項，採用四層的巢狀網格，並使用全球分析場及觀測資料進行初始化，進行兩天模擬，其結果將在本節中加以分析。首先將討論最底層的風場隨時間變化的情形，風場之向量圖列於圖 3.6 至 3.9 中以供參考。

圖 3.6 至 3.7 為每隔六小時一次，第三層網格之最下層風場，其高度大約為 75m。此層所模擬的區域為桃園、宜蘭以北的地區，南半部為地形複雜的陸地，北半部則為海洋，因此會受到地形及海陸風的影響。由圖上可以看出在 10 月 6 日盛行風向為南風，00Z(即上午八時)開始模擬，利用各種資料所求出之分析場顯示在此一區域大都為南風，午後(06Z)受到海風的影響，在北部沿海地區有顯著的向岸風產生，並受到陽明山系之影響，而在金山一帶產生輻合氣流場；台北盆地和東北角海岸吹西南風；台北盆地以南的桃園風速較弱，吹西南風或西風；宜蘭地區也是西風，但風速較大且海風很明顯吹東風。入夜以後(12Z)仍以南風為主，台北盆地形成氣流輻散區，風速非常微弱。此種風場維持到 10 月 7 日下午，受到大尺度氣團運動的影響，風速減緩，在海邊的海風也特別明顯，海風影響範圍也較前日廣，延著山坡上升並在大屯山頂產生輻合氣流。12Z 時上海面風向已改為北風，到達島上時，受到地形影響台北盆地為輻散氣流，風速較弱。18Z 東北季風逐漸增強，此與大尺度的氣候條件變化一致。

(a)



(b)

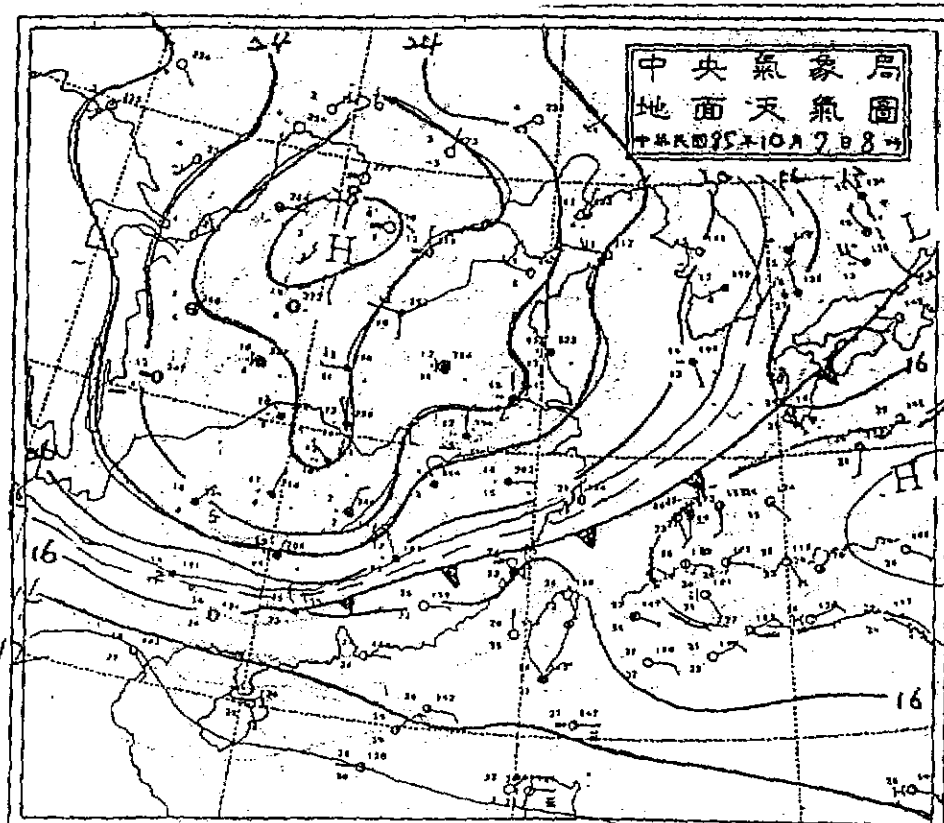


圖 3.5 1996 年 10 月 6 日和 7 日的地面天氣圖

Surface Wind Field (1996280)

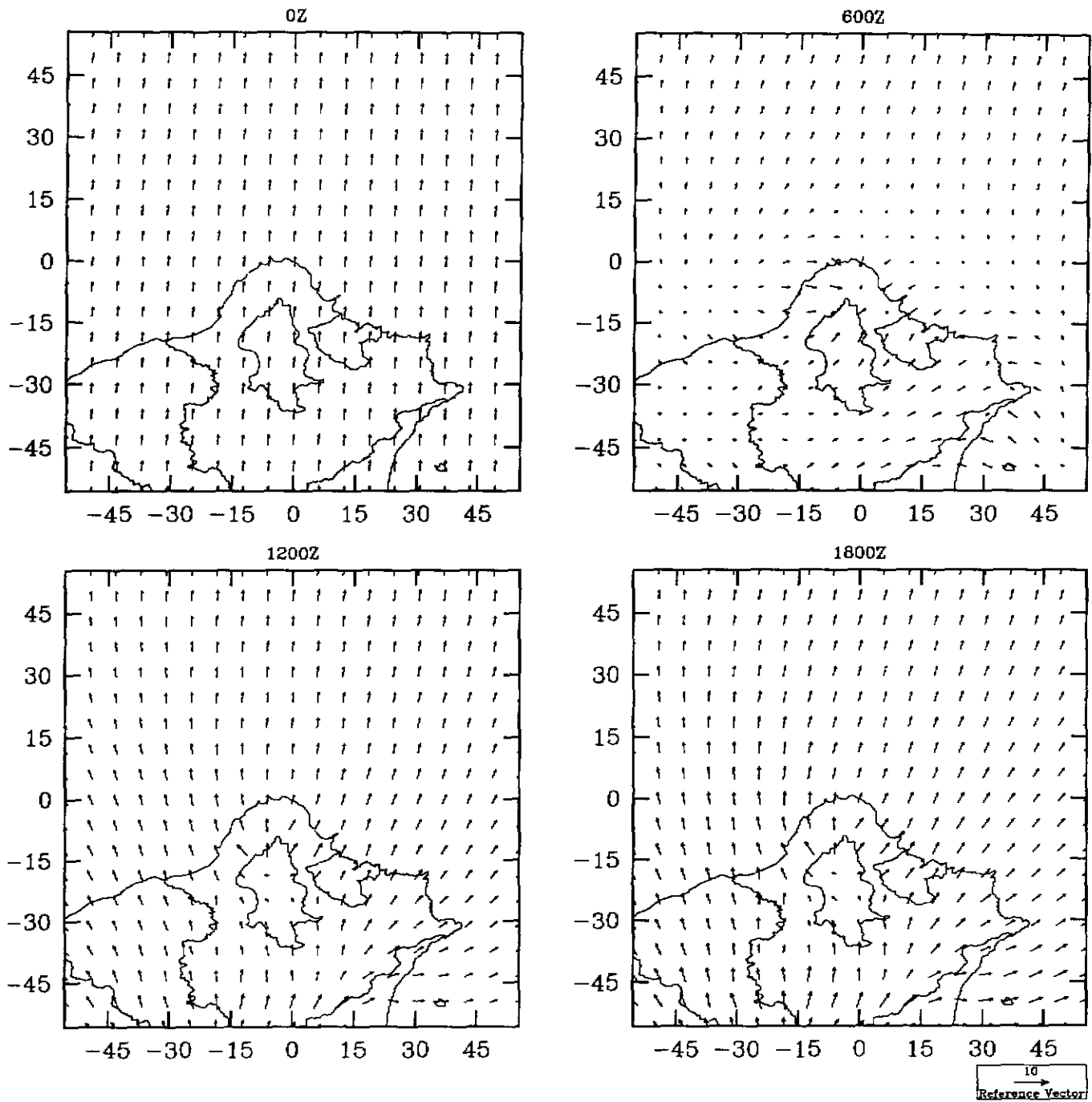


圖 3.6 每隔六小時一次，第三層網格之最下層風場(1996 年 10 月 6 日)

Surface Wind Field (1996281)

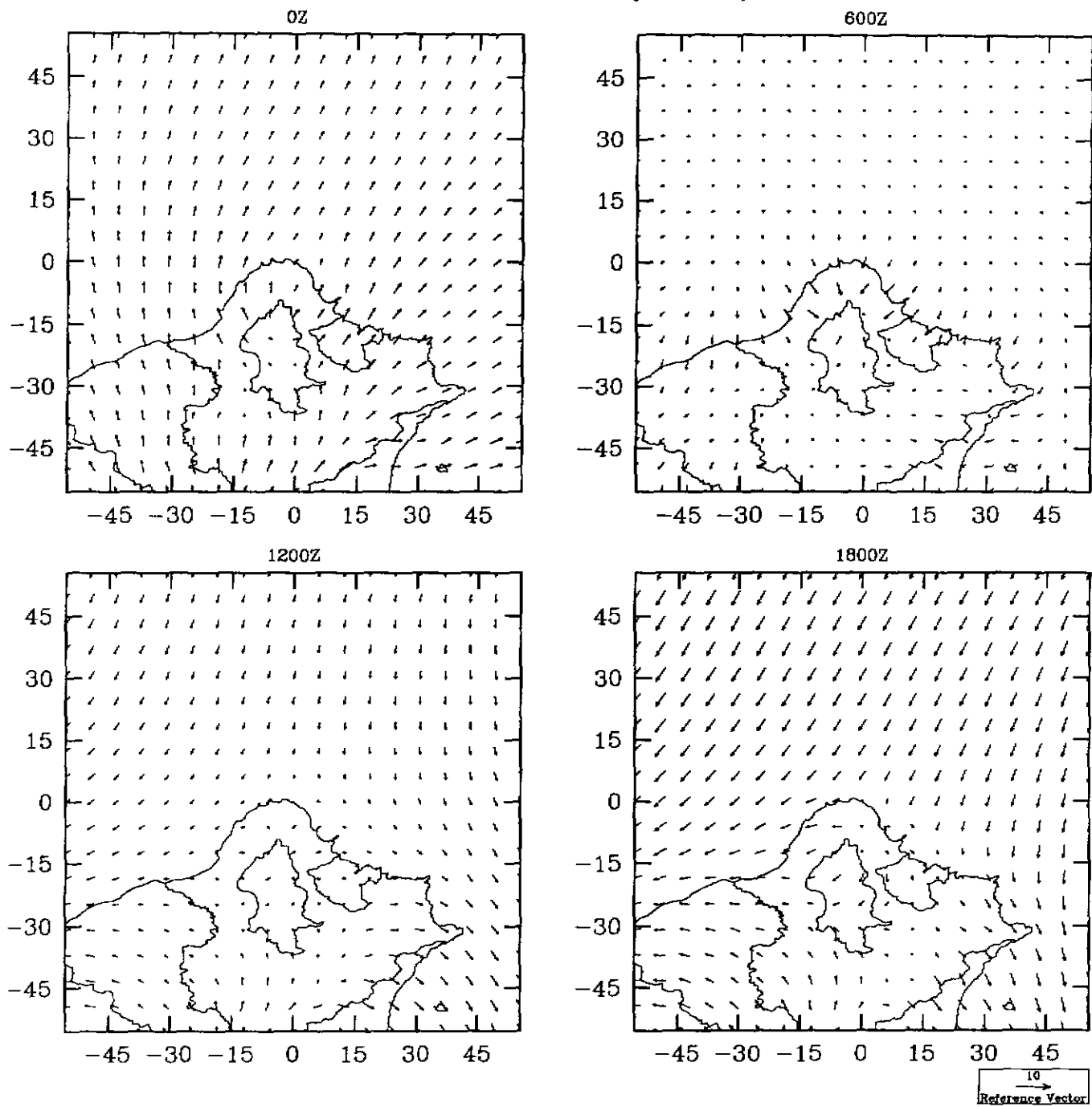


圖 3.7 每隔六小時一次，第三層網格之最下層風場(1996 年 10 月 7 日)

Surface Wind Field (1996280)

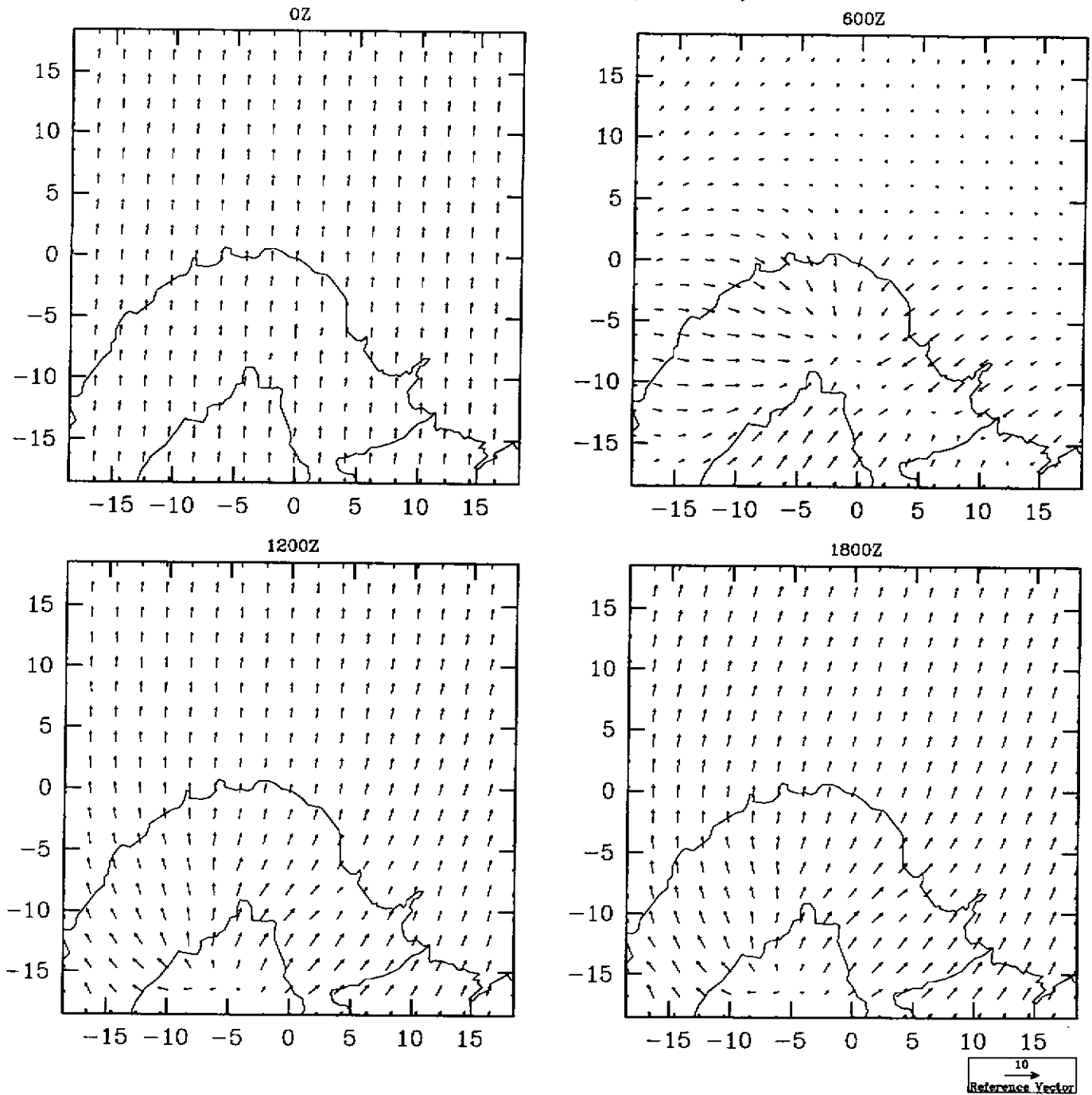


圖 3.8 每隔六小時一次，第四層網格之最下層風場(1996 年 10 月 6 日)

Surface Wind Field (1996281)

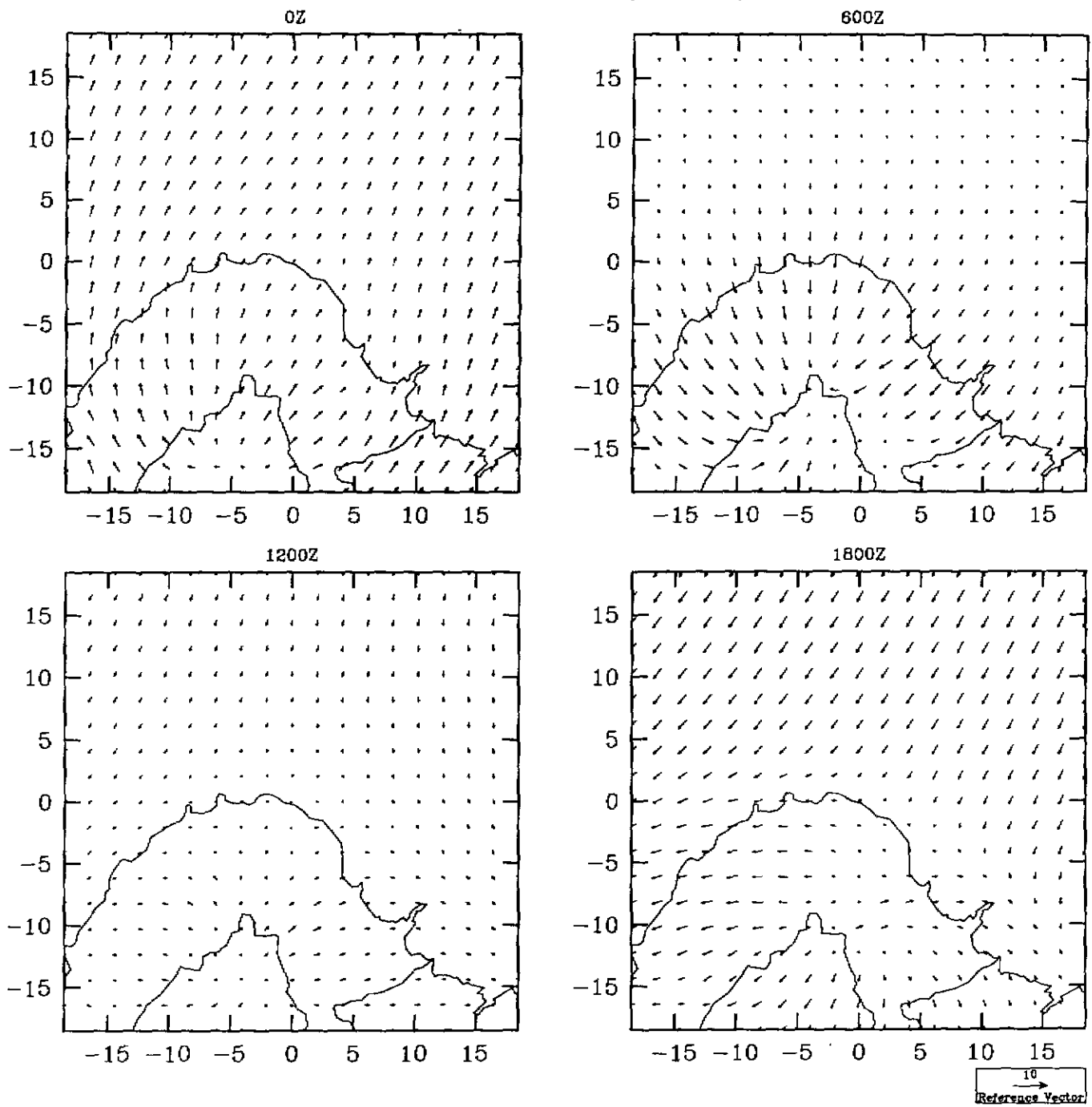


圖 3.9 每隔六小時一次，第四層網格之最下層風場(1996 年 10 月 7 日)

圖 3.8 至圖 3.9 與上兩圖類似，但為第四層網格之最下層風場，其高度亦為 75m。此一以石門為中心的區域，有非常複雜的地形；大屯山高達 1000 公尺，往北在 10 公里內很快地降低到海平面，往南就是台北盆地；此處的氣流受到複雜地形及海陸風的影響，呈現非常複雜的現象。由圖上可以看出在 10 月 6 日 00Z 開始模擬時，此一區域盛行風向為南風，午後(06Z)受到海風的影響，在沿海地區有顯著的海風產生，海風與西南氣流在大屯山腰產生輻合，入夜後產生山風和陸風，所以風向改變吹往海上。到了 10 月 7 日，風向逐漸改變，在午後(06Z)風速減緩，海風相當強烈，因此氣流的輻合點比前日略為南移。12Z 盛行風向逐漸改為北風，但在此一區域受到陸風環流的影響，地面風速很小。18Z 北風逐漸增強，風向整個改變。

比較不同的網格可以發現模擬結果變化一致，不過因為第四層網格網格較細，因此可以看出詳細的空間分佈情形，不過在非常小範圍內，要準確的模擬出正確的風速和風向，仍然相當困難。

圖 3.10 至圖 3.11 為第三層網格之最下層溫度分佈圖，在模擬期間海水溫度假設為定值，海面上氣溫變化較少，下午為 26°C 清晨則為 24°C。陸地部份受到太陽輻射的影響，白天溫度較高，晚上溫度則較海面之氣溫低，因此會產生海陸風環流。

而圖 3.12 至圖 3.13 為第四層網格之最下層溫度分佈圖，由此圖上除可看到上述海上及陸地的溫度差異外，還可以看出地面高度對地表溫度的影響；下午大屯山頂的氣溫比台北盆地在要低約 4°C，夜晚因為大氣較為穩定因此溫度差約 2°C。

圖 3.14 至圖 3.15 為第三層網格之最下層比濕(specific humidity, g/kg)分佈圖，由於假設海面水蒸氣壓為飽和，因此海面上比濕較大，約為 16g/kg。陸地部份，臨近海邊的地方比濕較大；離海邊越遠，則比濕逐漸減小，其變化非常有規則，造成此種現象可能與土壤及植物種類、初始土壤含水量在整個區域假設為定值有關。

而圖 3.16 至圖 3.17 為第四層網格之最下層比濕分佈圖，由此圖上可以看出地面高度對比濕的影響；當大氣較不穩定時，受到垂直亂流的影響，高度對比濕的影響較小(在垂直方向的分佈較均勻)；但晚上較穩定的大氣，會造成比濕的垂直梯度。

Surface Temp. (1996280)

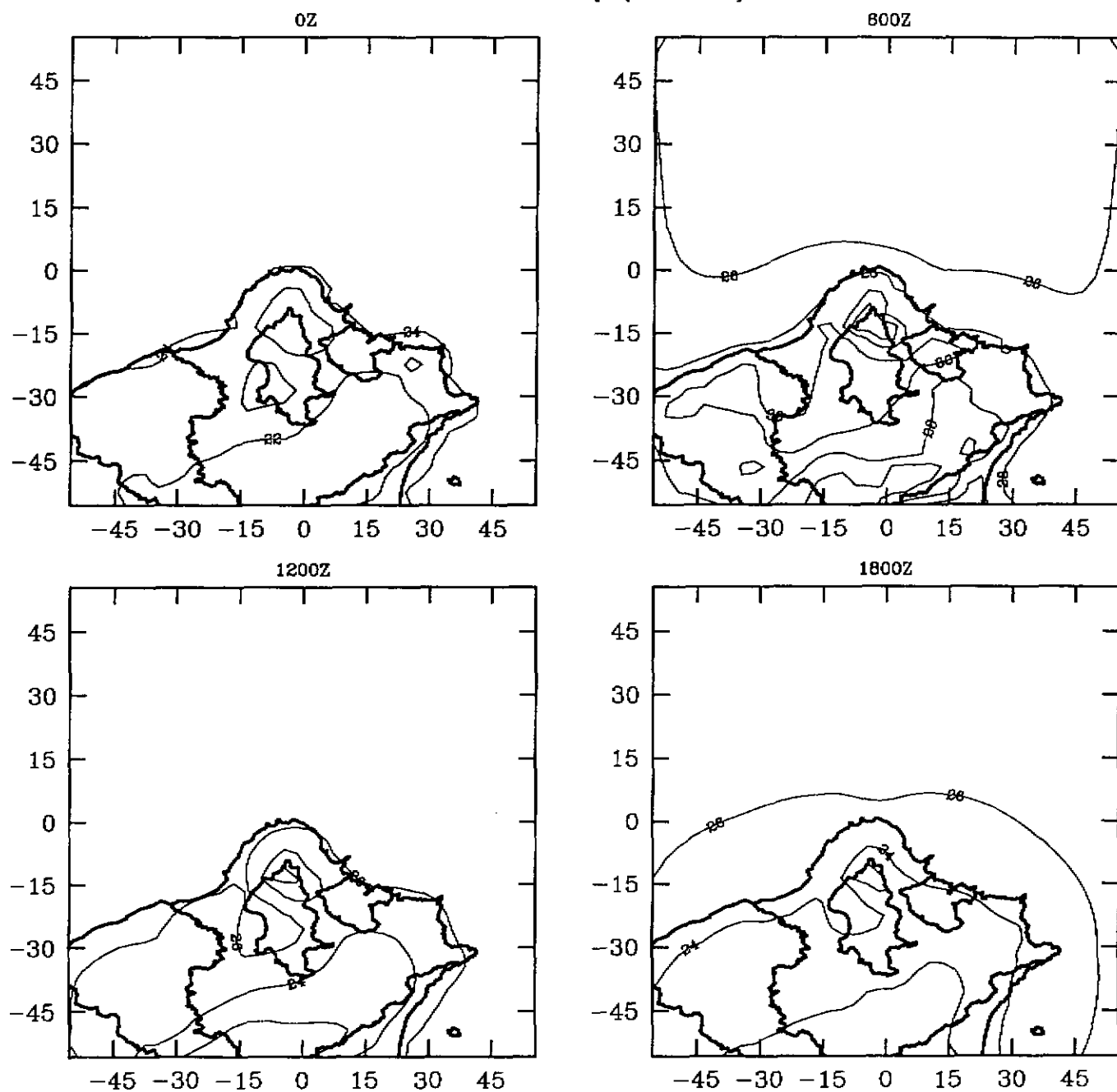


圖 3.10 每隔六小時一次，第三層網格之最下層溫度分佈(1996 年 10 月 6 日)

Surface Temp. (1996281)

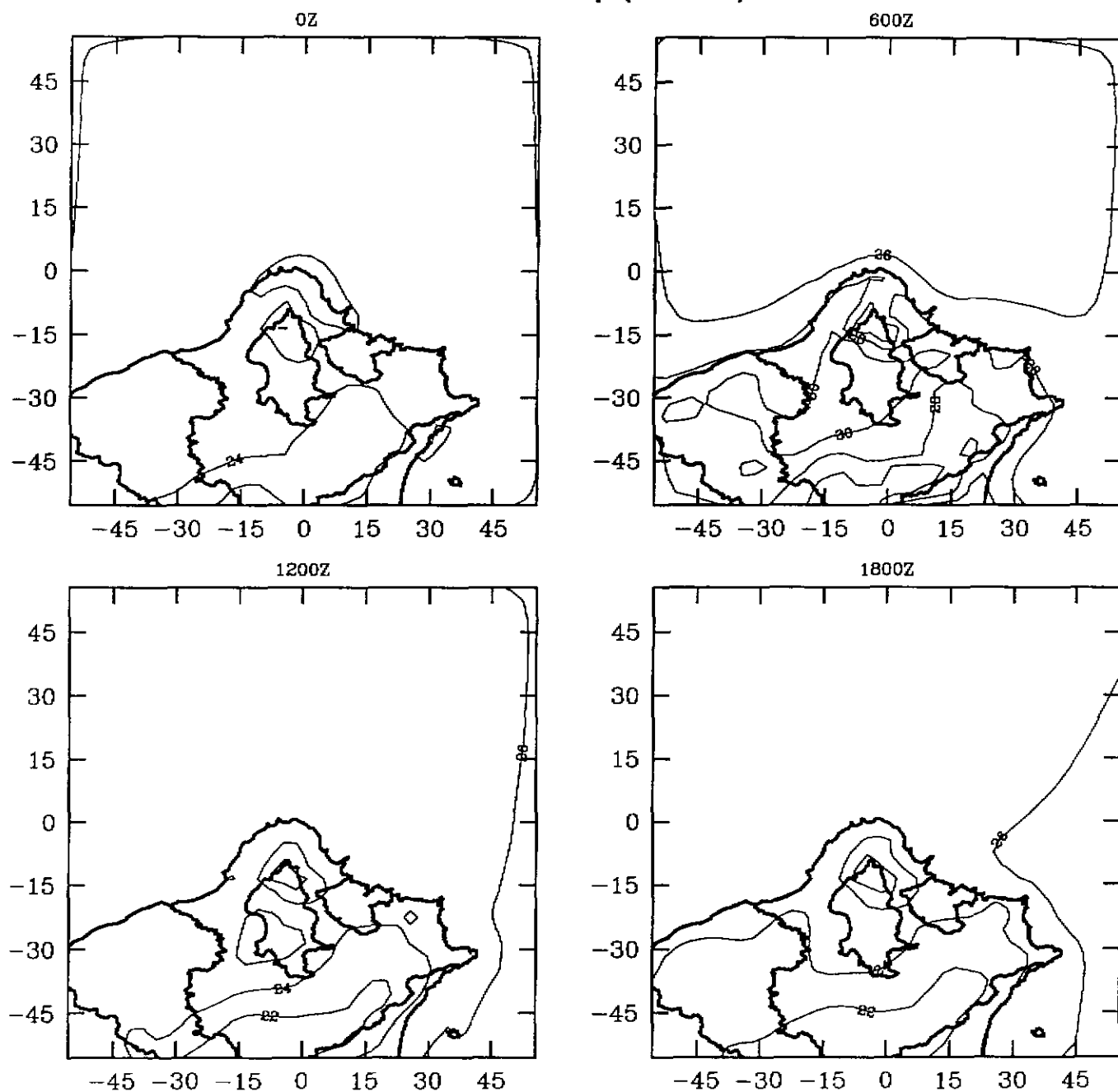


圖 3.11 每隔六小時一次，第三層網格之最下層溫度分佈(1996 年 10 月 7 日)

Surface Temp. (1996280)

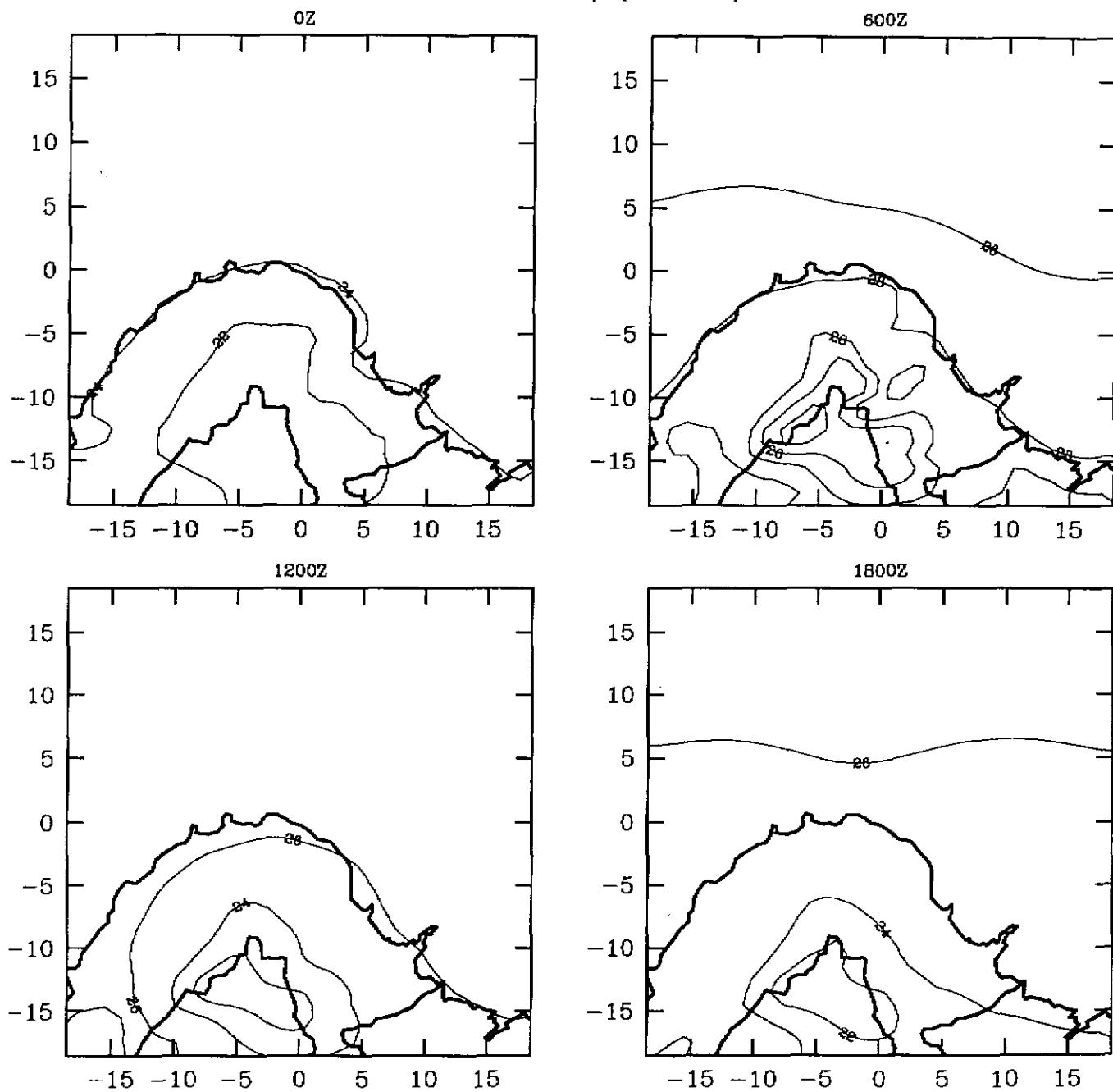


圖 3.12 每隔六小時一次，第四層網格之最下層溫度分佈(1996 年 10 月 6 日)

Surface Temp. (1996281)

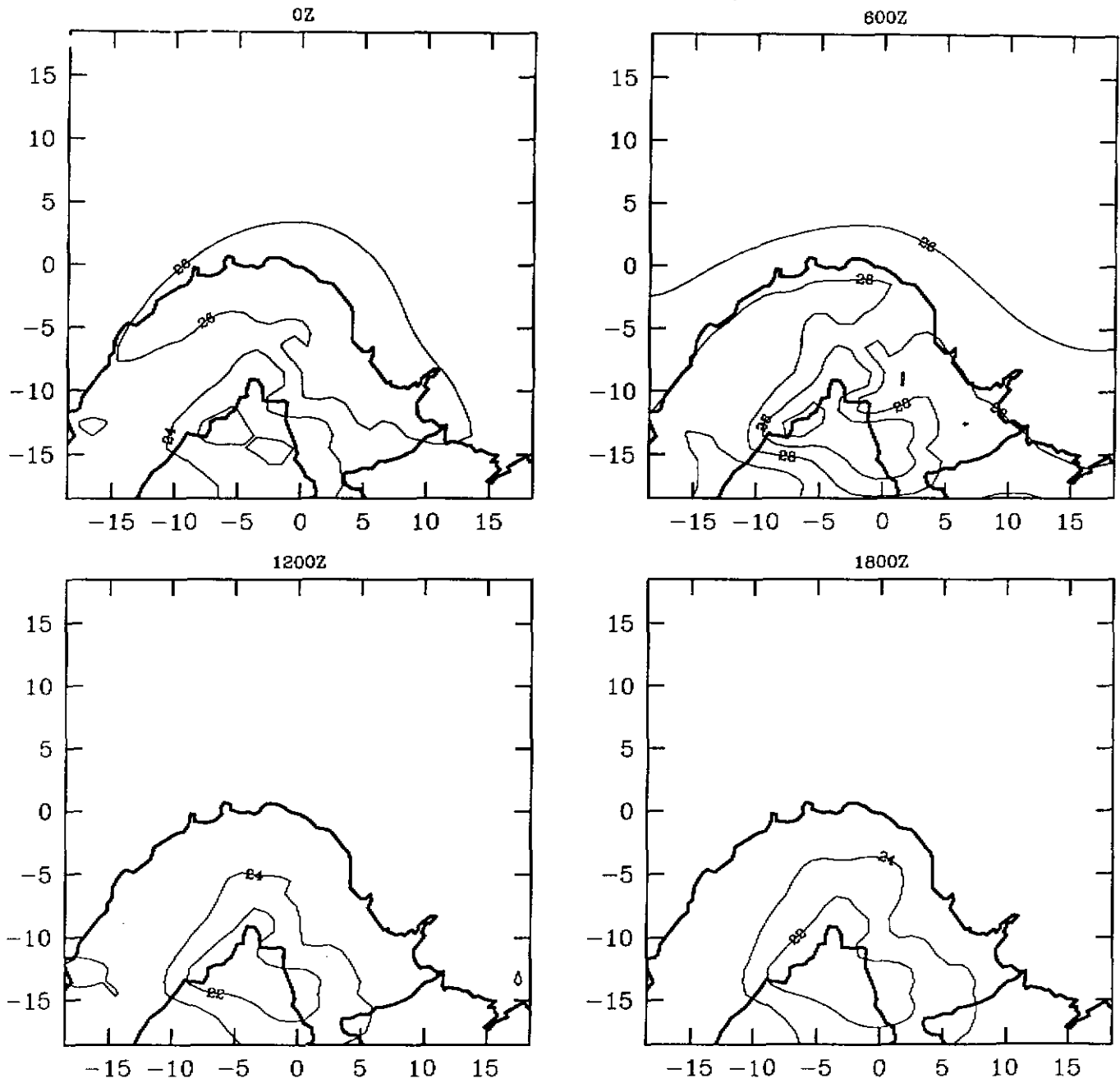


圖 3.13 每隔六小時一次，第四層網格之最下層溫度分佈(1996 年 10 月 7 日)

Vapor (1996280)

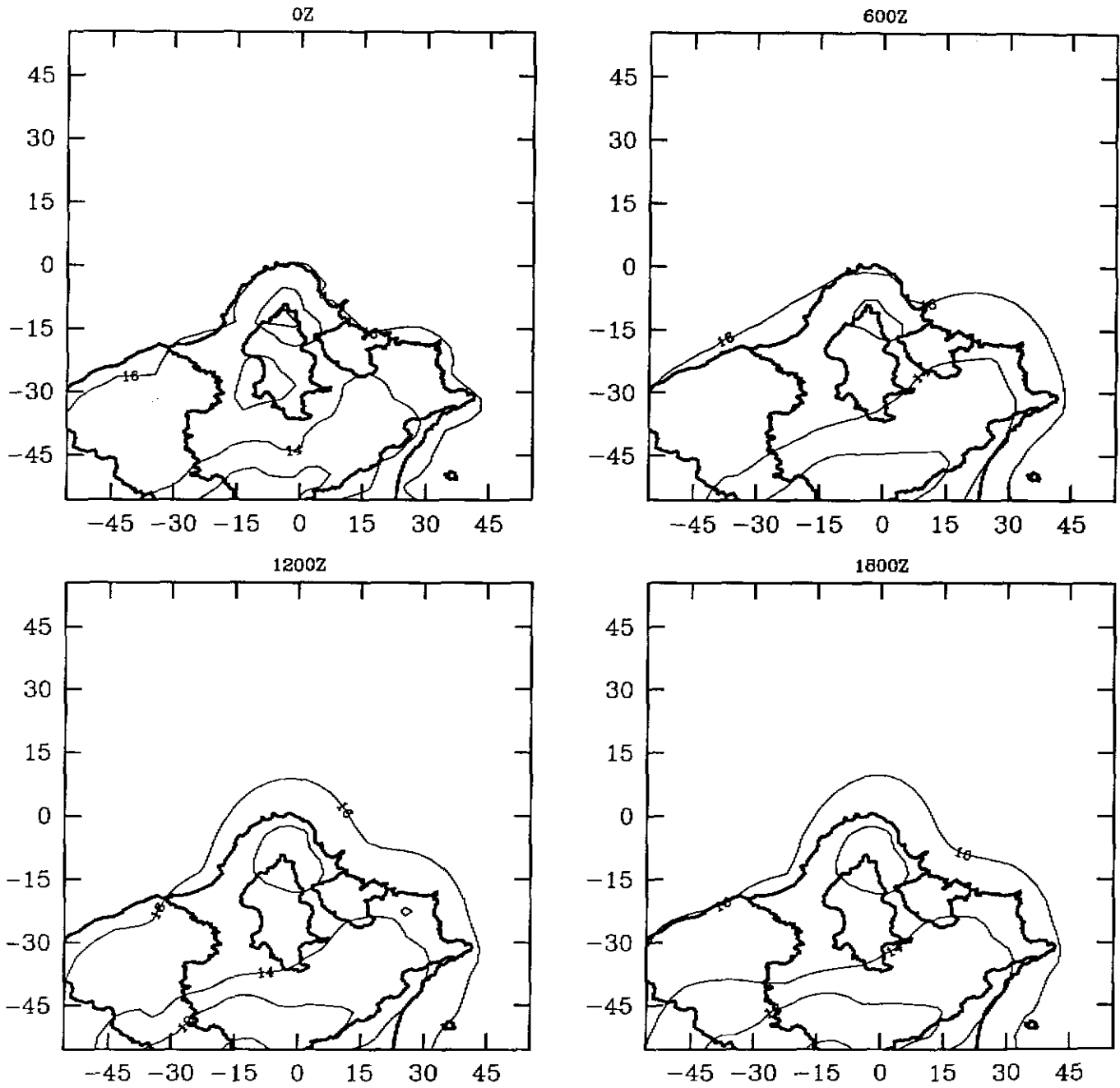


圖 3.14 每隔六小時一次，第三層網格之最下層比濕分佈(1996 年 10 月 6 日)

Vapor (1996281)

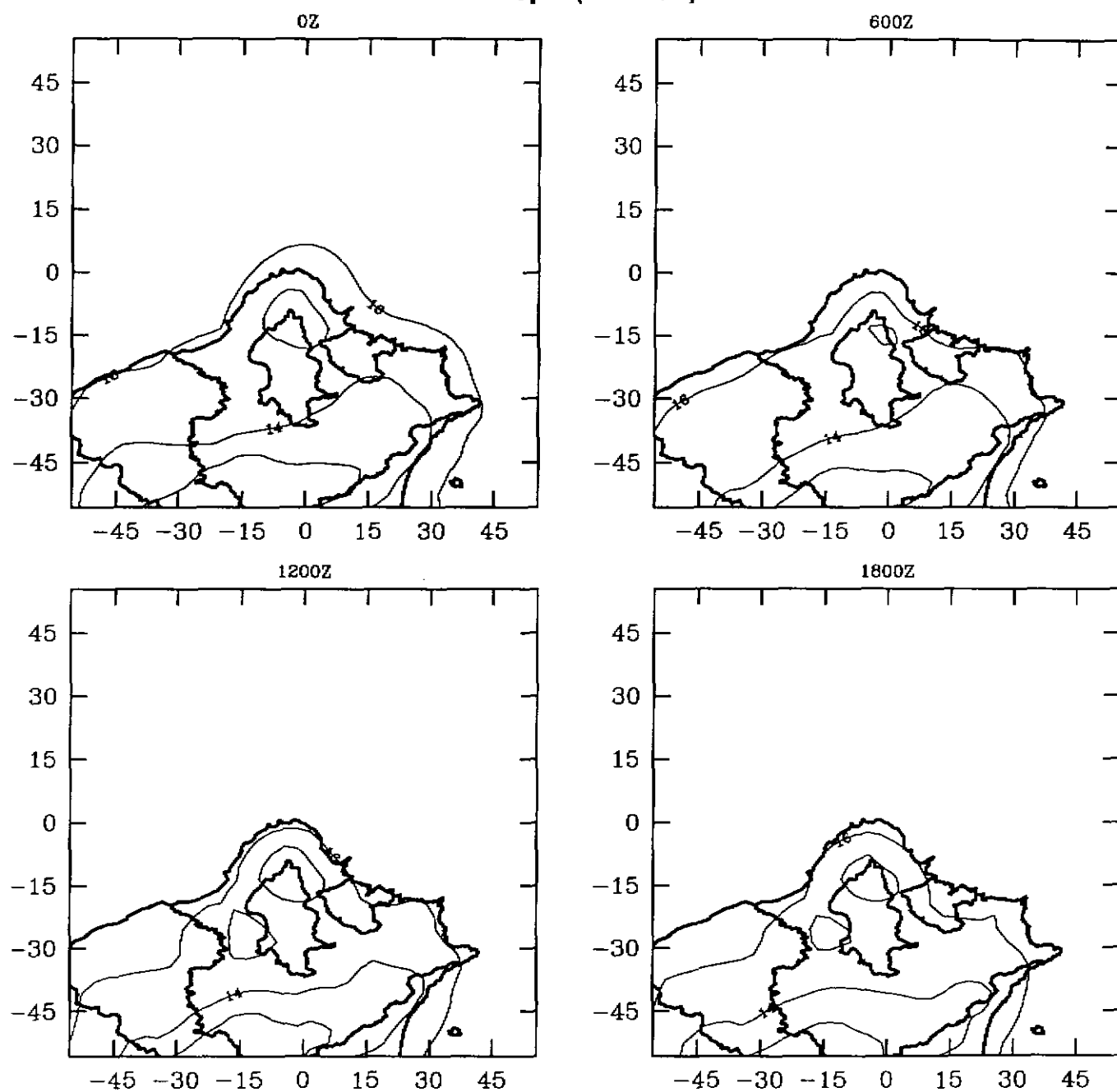


圖 3.15 每隔六小時一次，第三層網格之最下層比濕分佈(1996 年 10 月 7 日)

Vapor (1996280)

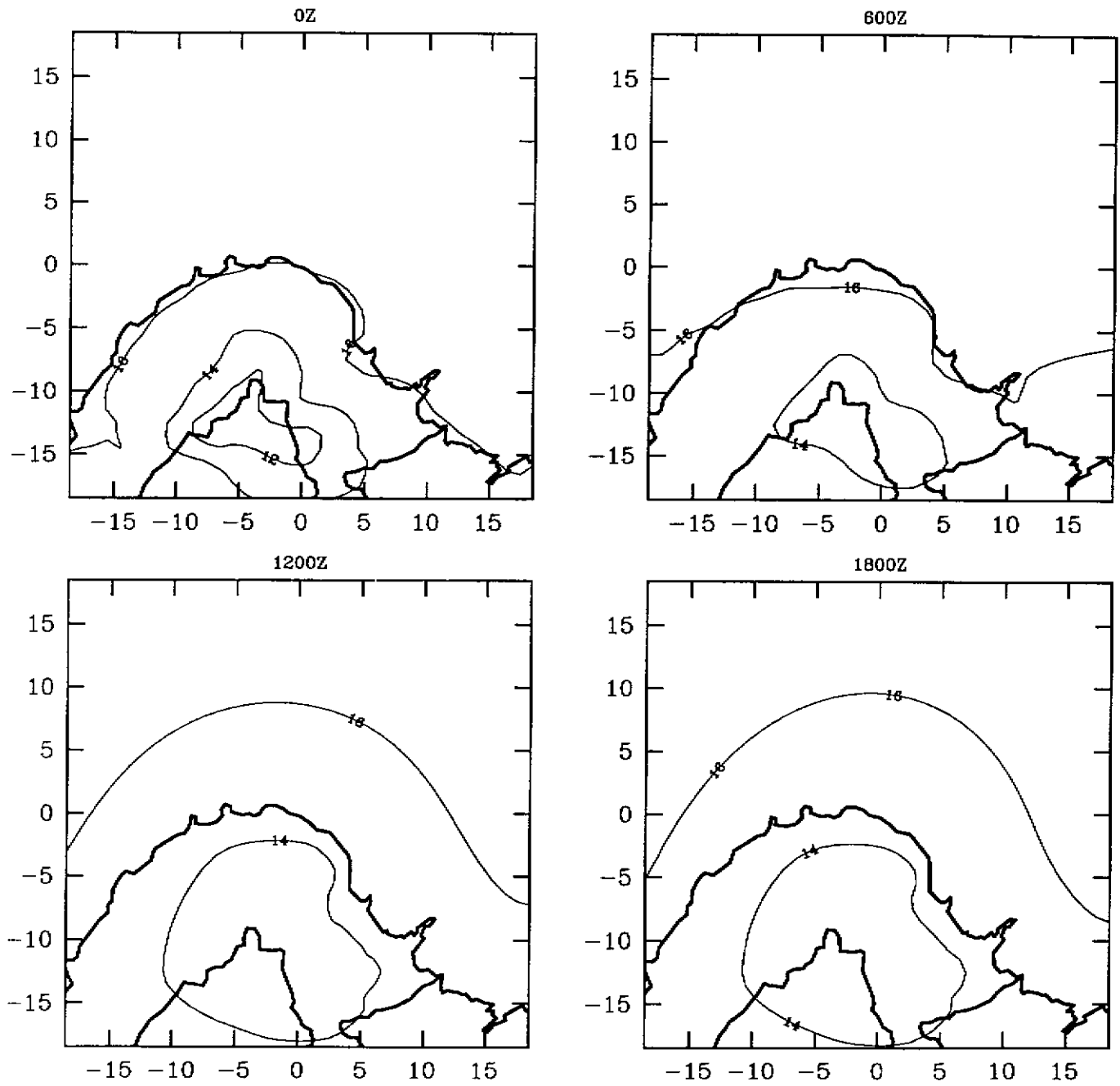


圖 3.16 每隔六小時一次，第四層網格之最下層比濕分佈(1996 年 10 月 6 日)

Vapor (1996281)

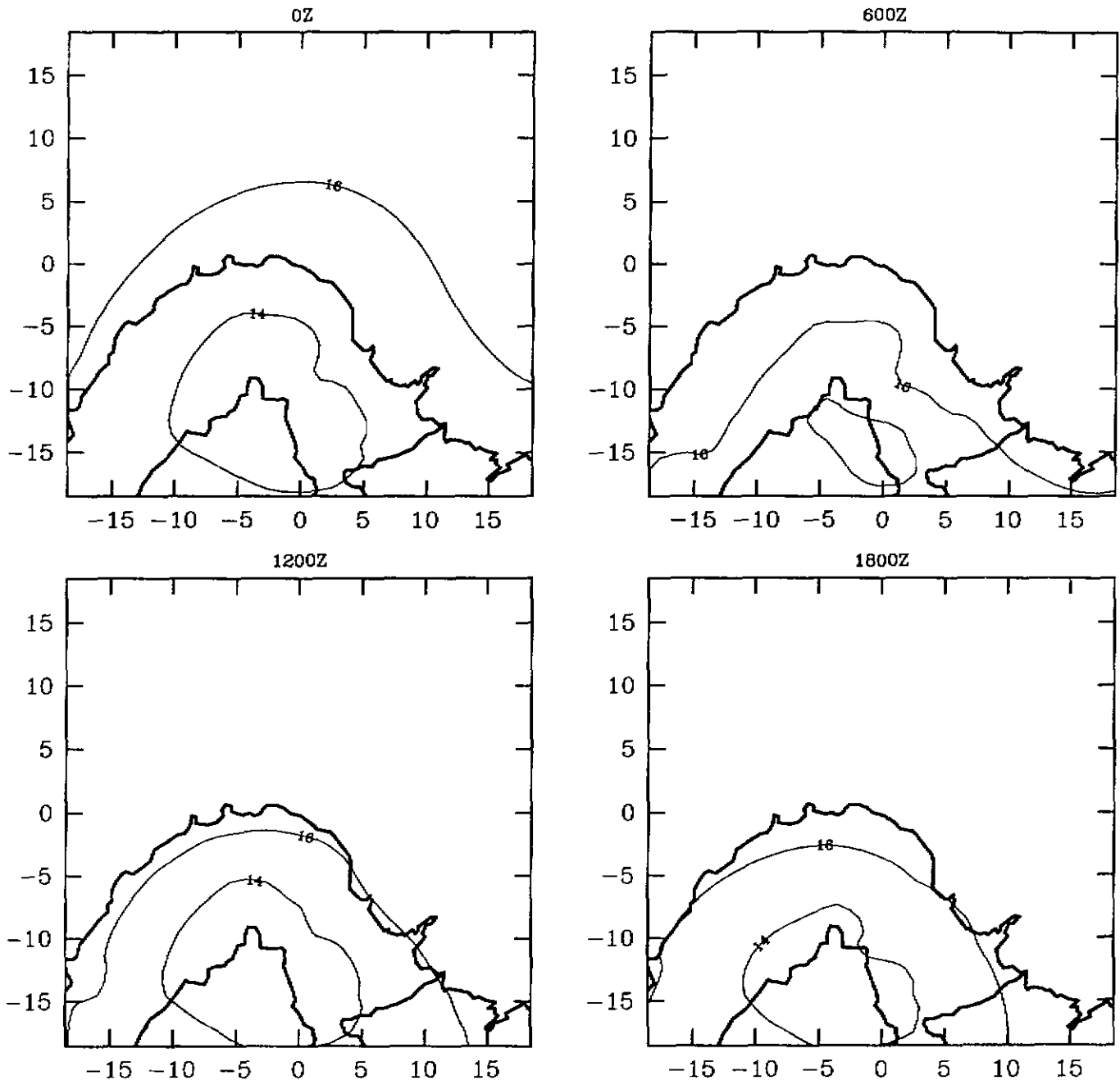


圖 3.17 每隔六小時一次，第四層網格之最下層比濕分佈(1996 年 10 月 7 日)

由垂直斷面我們可以更清楚的看出溫度和風場的變化，在此我們選擇兩個垂直斷面，繪出垂直剖面上位溫與風場向量圖，並加以分析討論。

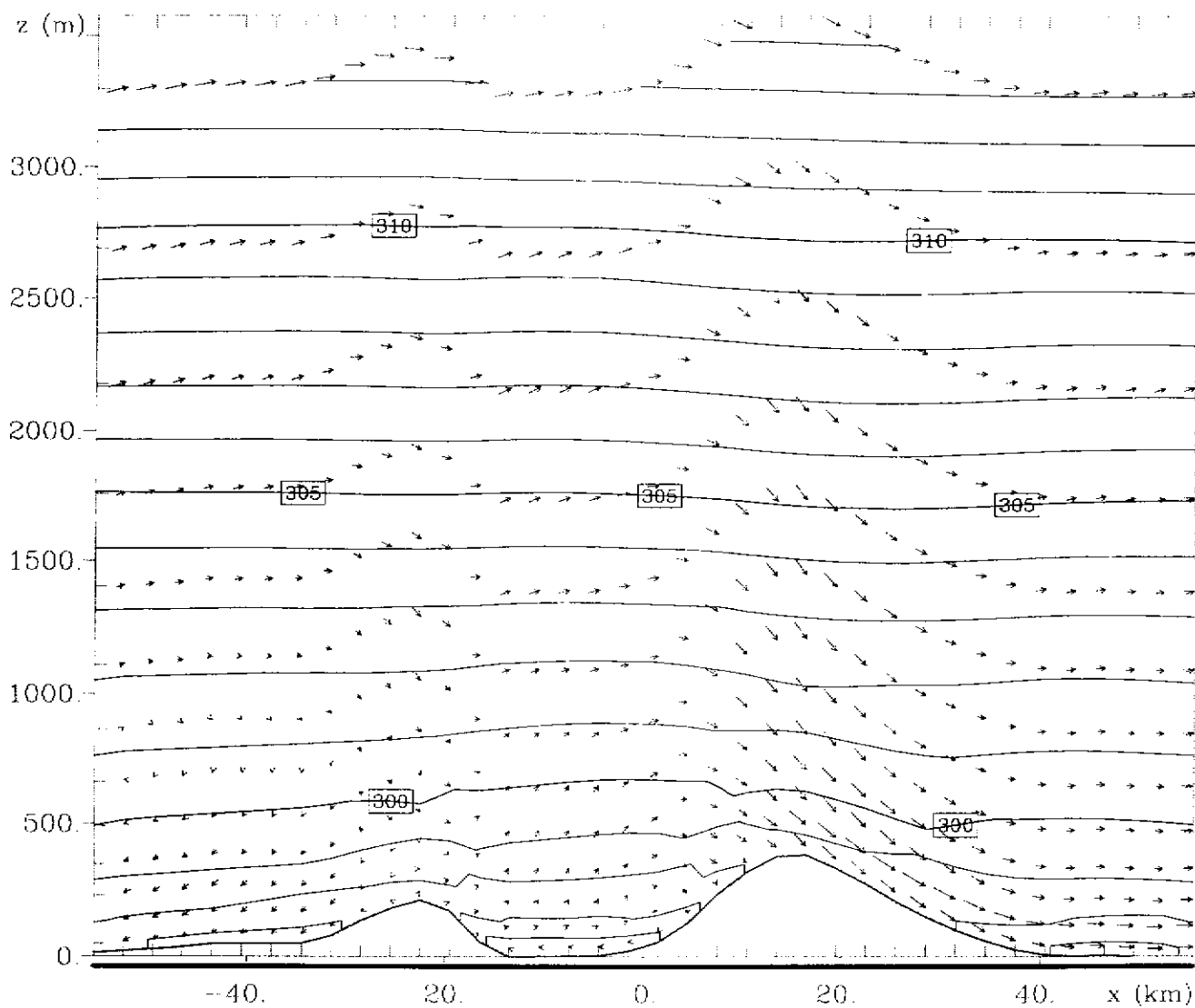
圖 3.18 至 3.21 為 10 月 7 日第三層網格南邊 29 公里處，東西向垂直剖面上位溫與風場之分佈圖，此一斷面通過台北市區，左為林口台地，右為東北角之山地。圖 3.18 為 00Z(上午八時)的剖面，由此一圖上可以看出，此時高層的風向為西南風；然而在林口台地西邊，受到陸風環流和山風的影響，所以地面為微弱的東風。台北盆地因為氣流分離的關係，產生一個靠近地面的渦漩。而在東邊的山坡，因為西風、陸風和山風的影響，使風速變大吹向海面。由位溫梯度可以看出大氣為穩定狀態，亂流主要為機械亂流。

圖 3.19 為下午二時(06Z) 的剖面，此時台北盆地的混合層高度約為 850m，在其上方為一穩定的大氣，在兩邊海面上為非常穩定的大氣，此時地面風速微弱，因此容易產生海陸風環流，計算結果也是如此，在東邊靠海的地方，可以明顯的看到海風所形成的局部環流，在西邊因盛行風向為西風，所以較不明顯。

圖 3.20 為入夜以後(12Z)之位溫與風場之分佈圖，由位溫分佈看來，大氣邊界層開始形成穩定的狀態，因為受到陸風及山風的影響，在面海的山坡氣流都是沿著山坡往下吹向海面，而台北盆地內之風速則較小。圖 3.21 為入夜以後(18Z)之位溫與風場之分佈圖，其分佈情形與上圖類似。

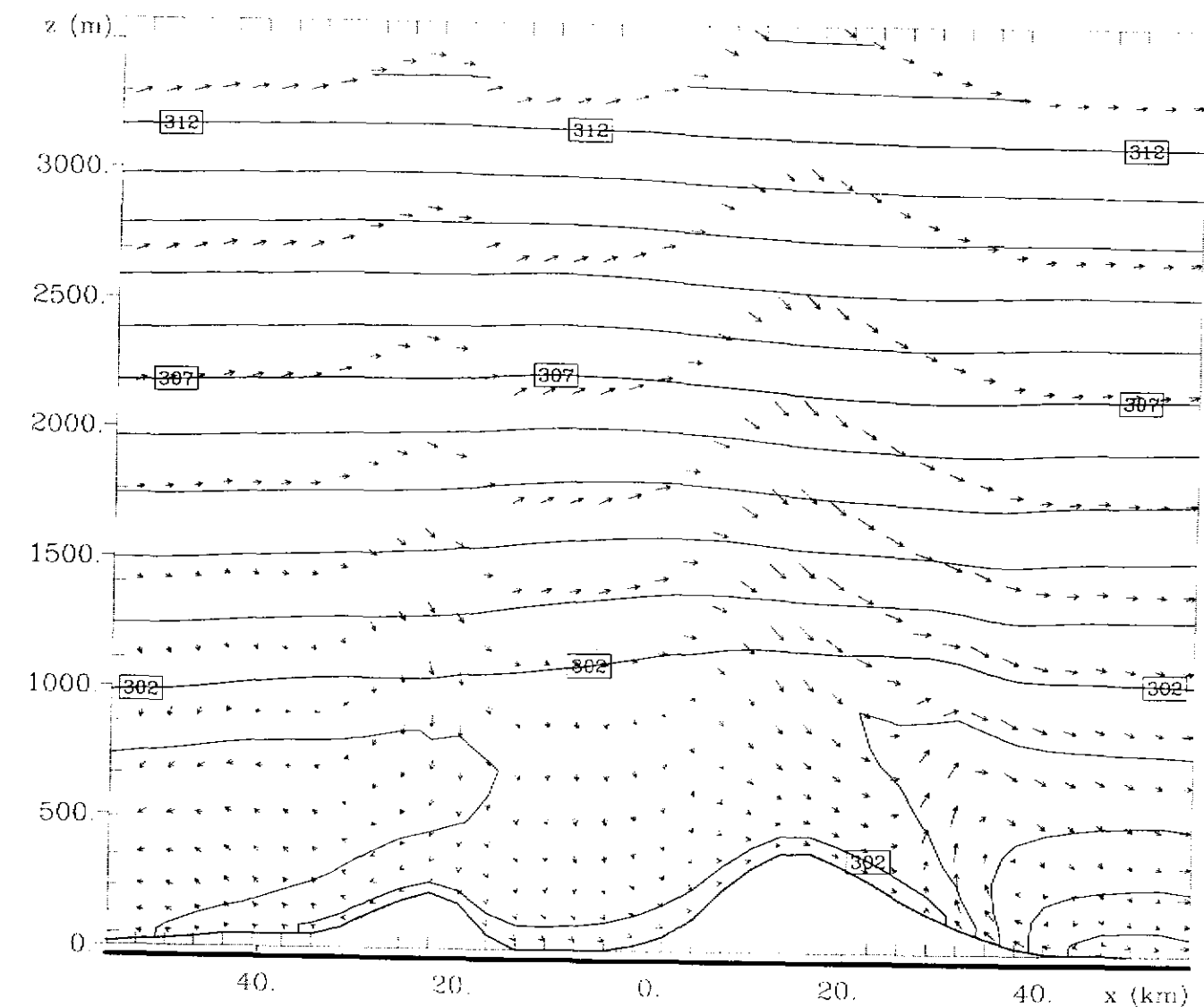
圖 3.22 至圖 3.25 為第四層網格，中心點南邊 12 公里處，東西向垂直剖面上位溫與風場之分佈圖，此一斷面通過大屯山之頂點，左為淡水，右為陽明山系。圖 3.22 為上午八時的分佈情形，氣流在大屯山頂分為兩邊；左邊受到高山的阻擋，產生分離流；右邊氣流加速下坡，但無分離的現象產生。由位溫梯度可以看出大氣為穩定狀態。圖 3.23 為下午二時的分佈情形，由圖上可以看出陸地溫度上升，產生非常明顯的海陸風環流。在海面上垂直位溫為穩定狀態，但在陸地則為不穩定或中性穩定，混合層高度為 850m 左右，在混合層內位溫為 302K。圖 3.24 顯示晚上陸風及山風開始產生，氣流沿著山坡由陸地吹向海上，同時大氣轉為穩定狀態。深夜(見圖 3.25)也是，如此但風場略有改變。

綜合以上的分析，我們可以看出 RAMS 的模擬結果非常合理，我們進一步將模擬結果和實測資料進行量化的比較，也發現模式之計算值與觀測值相當吻合。



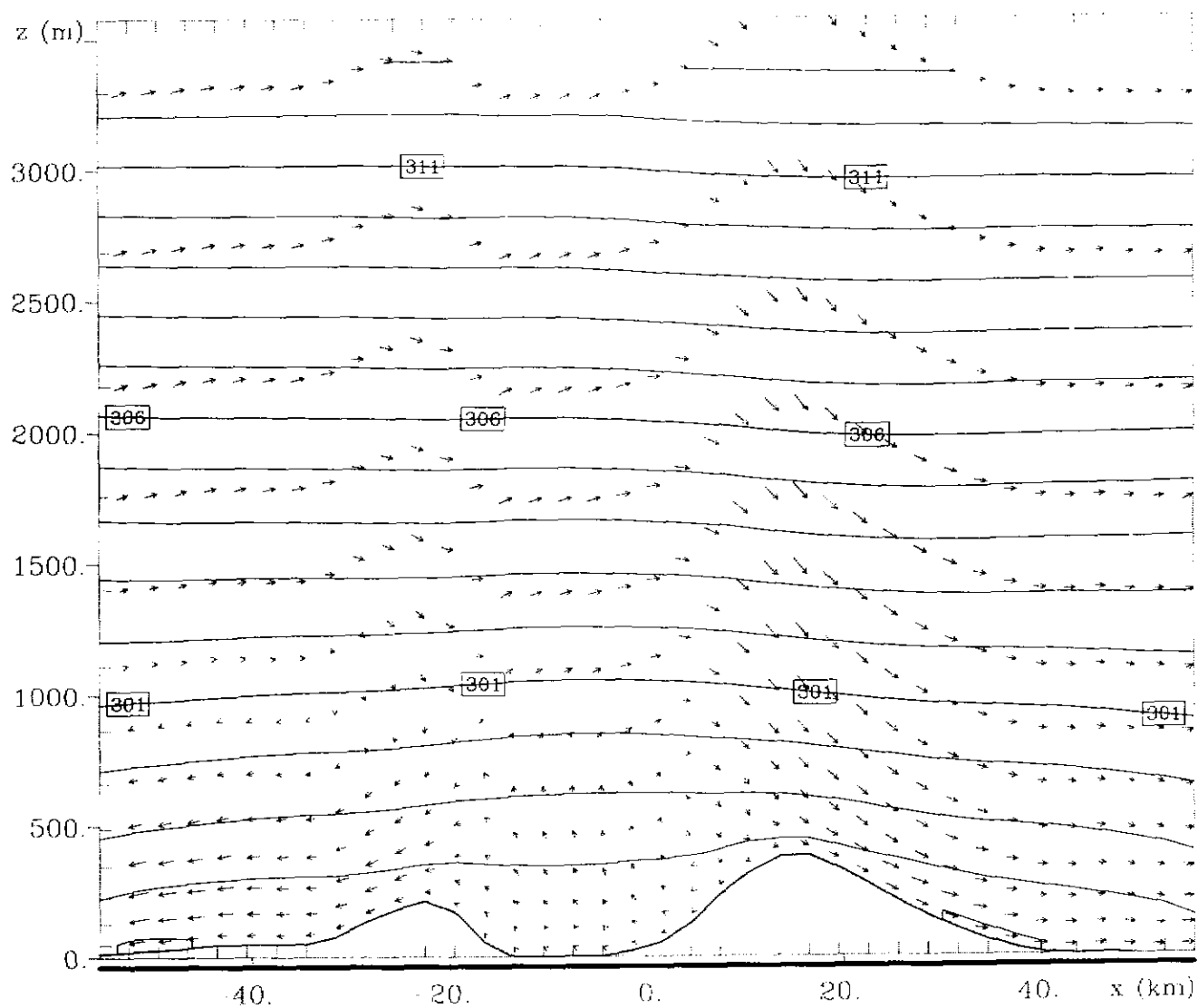
CASE5-1		Grid 3			
y = -29. km	1996-10-07-0000 UTC 0 s	min	max	inc	lab*
contours	potential temp (K)	296.0	314.0	1.000	1e 0
vectors	5.0 m/s horiz 0.19 m/s vert				

圖3.18通過台北盆地東西向縱剖面溫之風場及位溫分佈圖(1996年10月7日00Z)



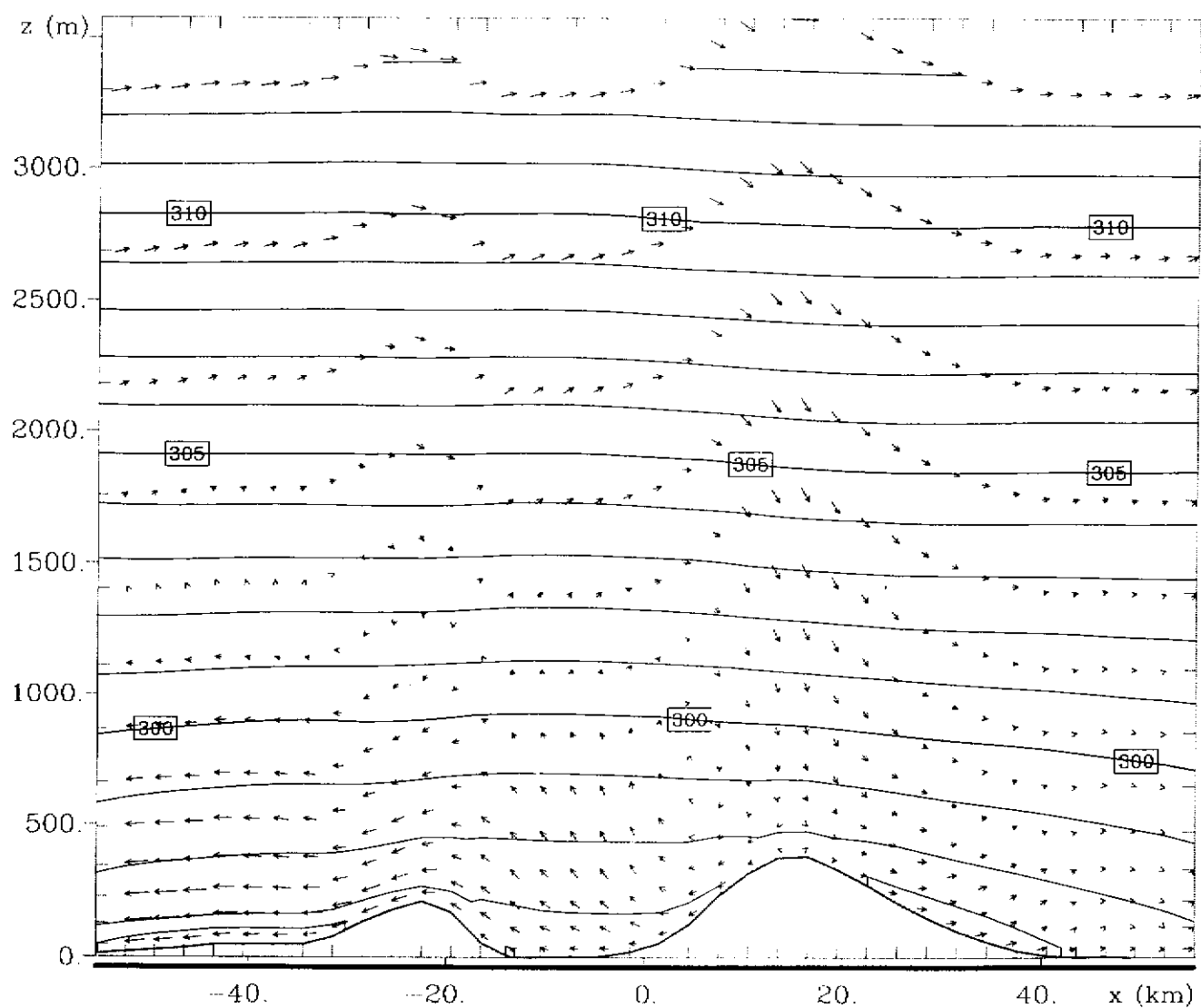
CASE5-1		Grid 3			
y = -29. km	1996-10-07-0600 UTC 0 s	min	max	inc	lab*
contours	potential temp (K)	298.0	314.0	1.000	1e 0
vectors		5.0 m/s horiz 0.19 m/s vert			

圖 3.19 通過台北盆地東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 7 日 06Z)



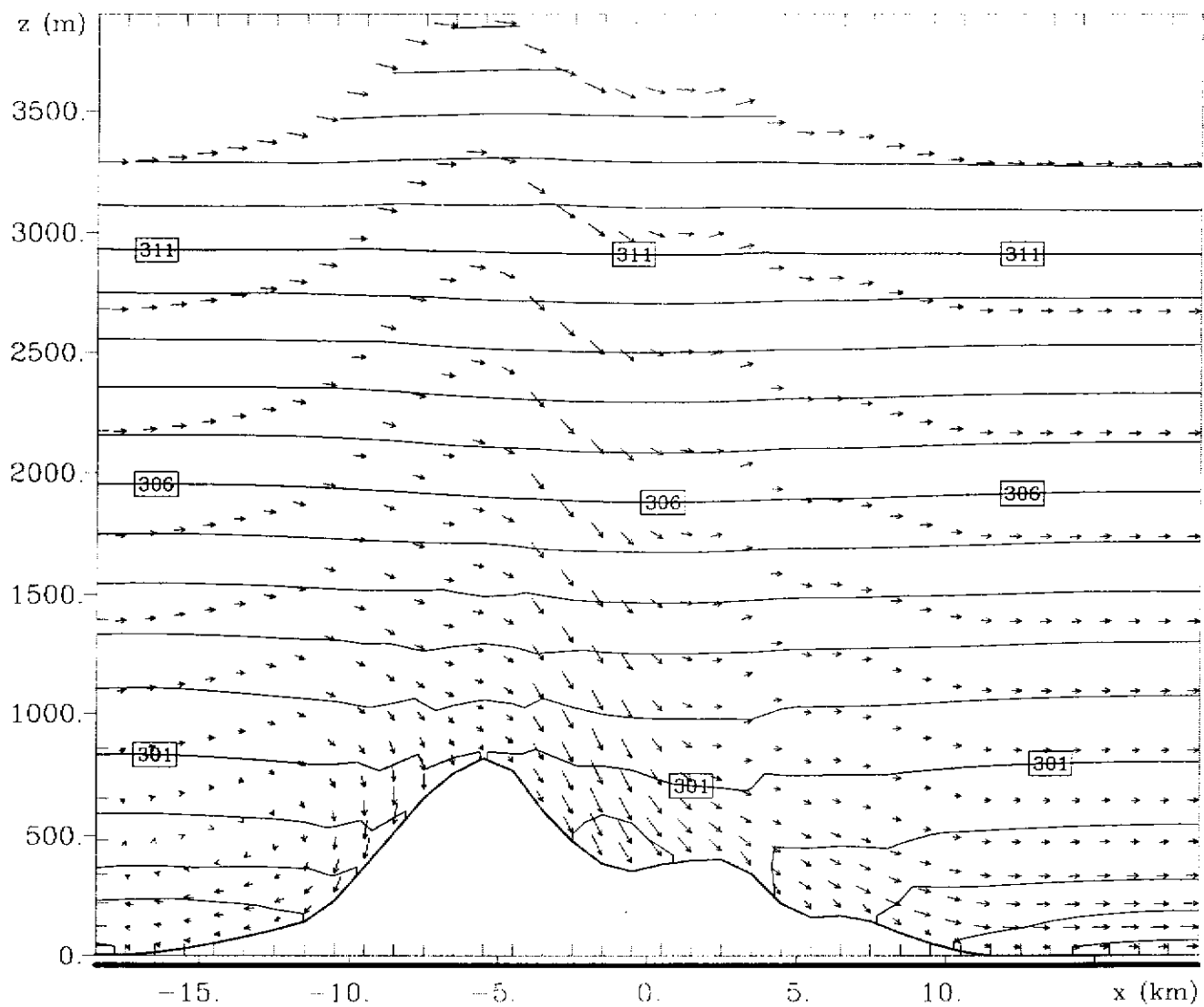
CASE5-1		Grid 3			
y = -29. km	1996-10-07-1200 UTC 0 s	min	max	inc	lab
contours	potential temp (K)	297.0	313.0	1.000	1e 0
vectors	→ 5.0 m/s horiz		0.19 m/s vert		

圖 3.20 通過台北盆地東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 7 日 12Z)



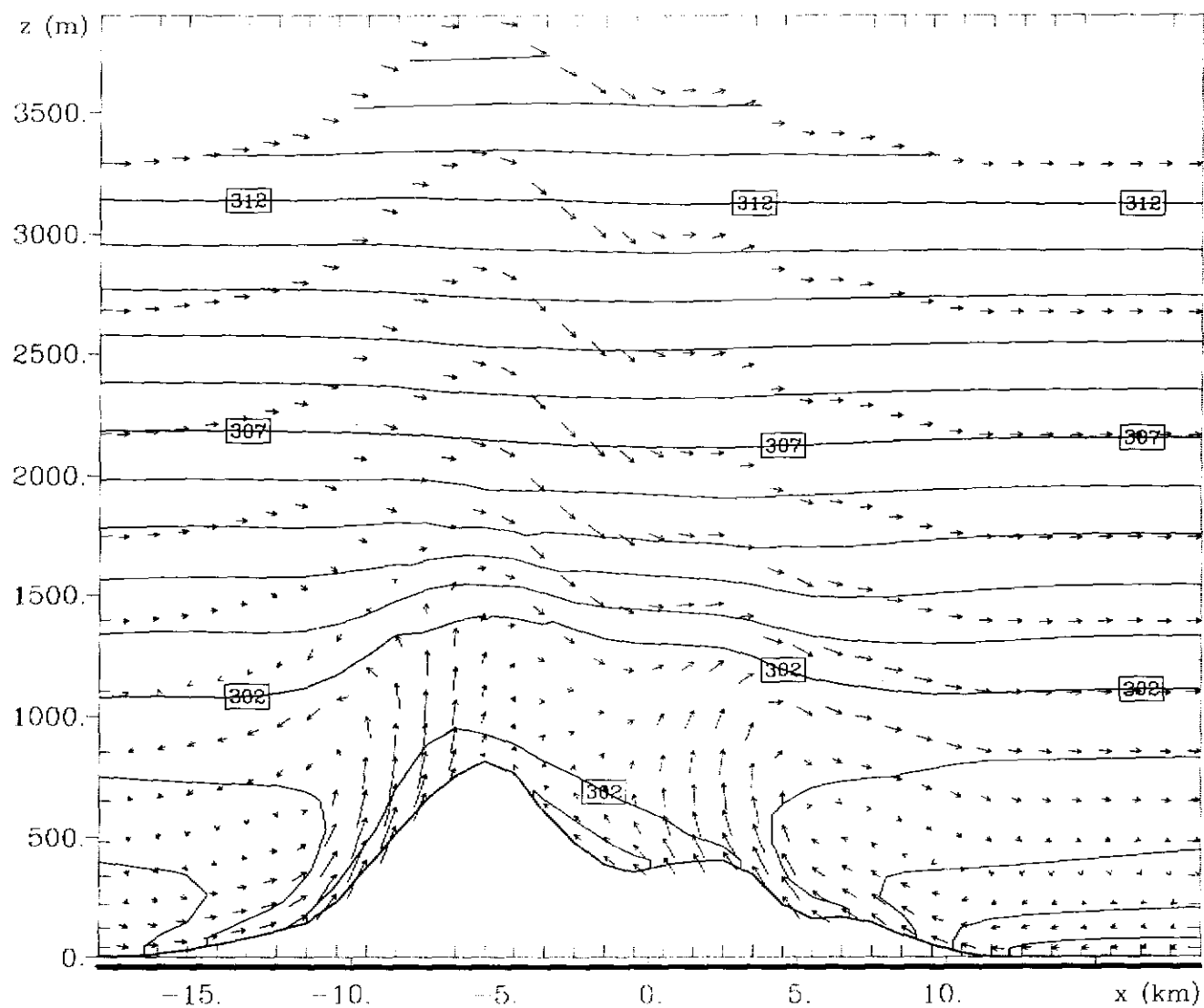
CASE5-1		Grid 3			
y = -29. km	1996-10-07-1800 UTC 0 s	min	max	inc	lab*
contours	potential temp (K)	296.0	314.0	1.000	1e 0
vectors	5.0 m/s horiz 0.19 m/s vert				

圖 3.21 通過台北盆地東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 7 日 18Z)



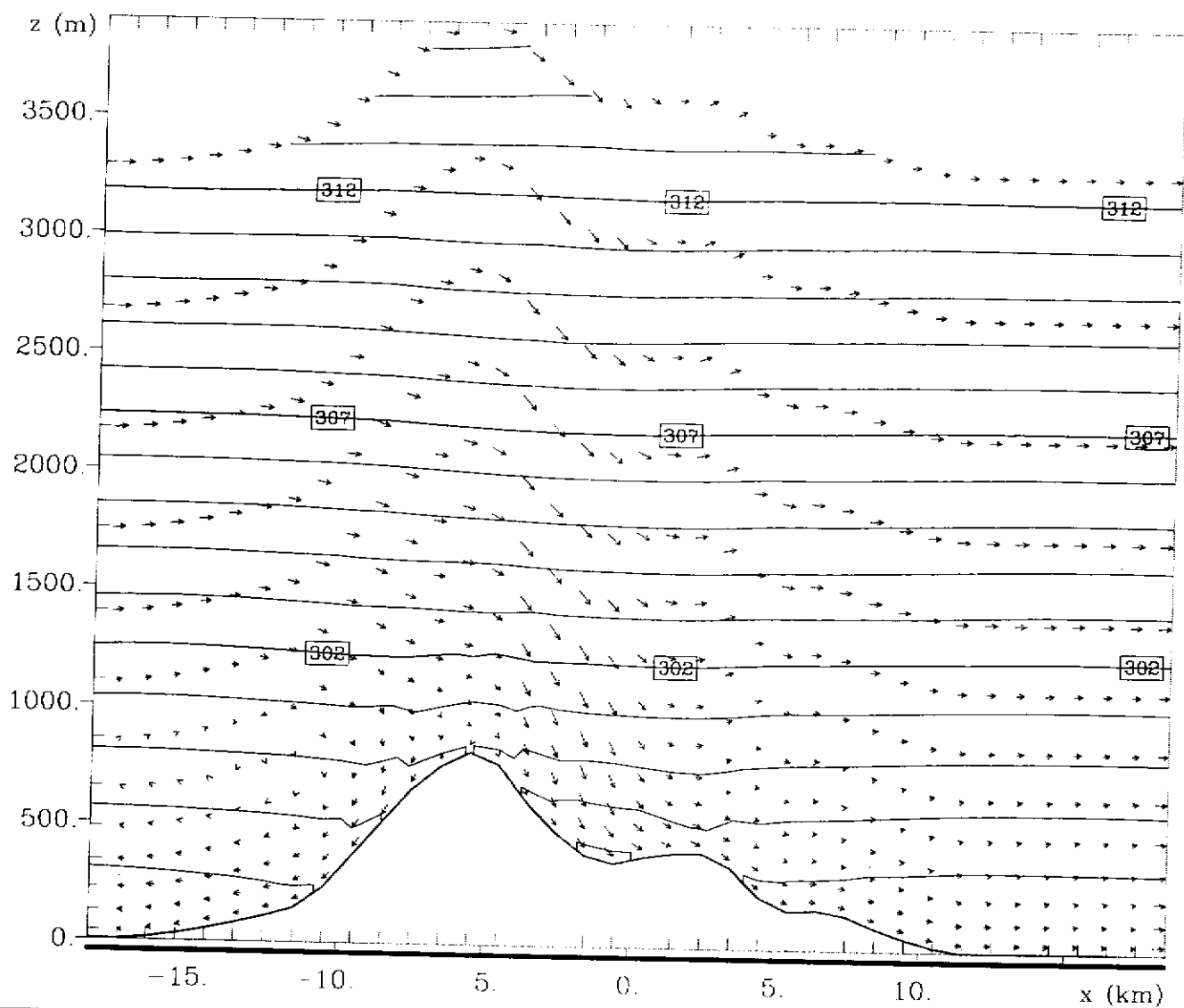
CASE5-1		Grid 4			
y = -12. km	1996-10-07-0000 UTC 0 s	min	max	inc	lab*
contours	potential temp (K)	297.0	316.0	1.000	1e 0
vectors	<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="width: 10px; height: 10px; background-color: black; margin-right: 5px;"></div> 5.0 m/s horiz 0.62 m/s vert </div>				

圖 3.22 通過大屯山，東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 7 日 00Z)



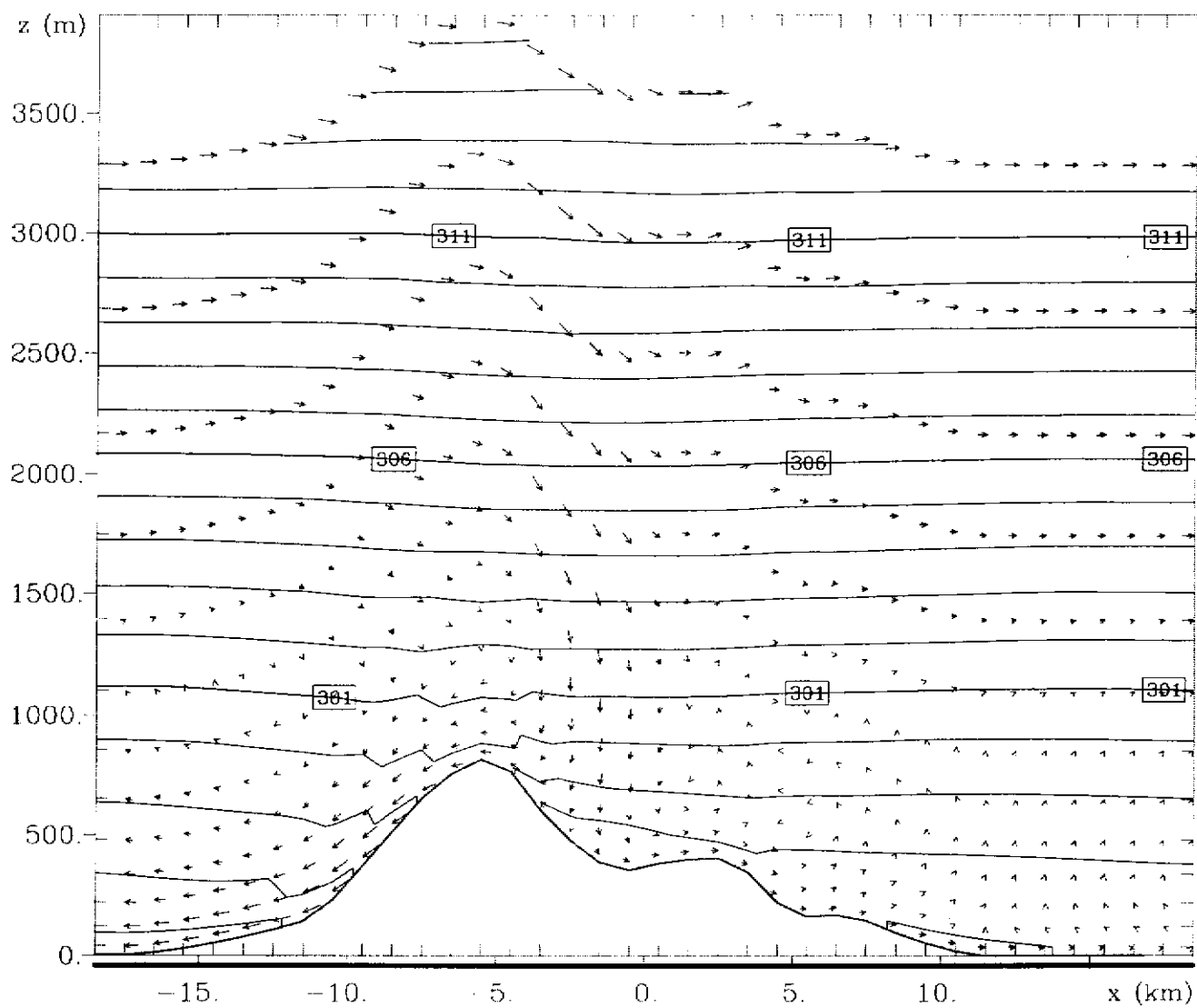
CASE5-1		Grid 4			
y = -12. km	1996-10-07-0600 UTC 0 s	min	max	inc	lab*
contours	potential temp (K)	298.0	315.0	1.000	1e 0
vectors	→ 5.0 m/s horiz 0.62 m/s vert				

圖 3.23 通過大屯山，東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 7 日 06Z)



CASE5-1		Grid 4			
y = -12. km	1996-10-07-1200 UTC 0 s	min	max	inc	lab*
contours	potential temp (K)	298.0	315.0	1.000	1e 0
vectors	5.0 m/s horiz 0.62 m/s vert				

圖 3.24 通過大屯山，東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 6 日 12Z)



CASE5-1		Grid 4			
y = -12. km	1996-10-07-1800 UTC 0 s	min	max	inc	lab*
contours	potential temp (K)	297.0	315.0	1.000	1e 0
vectors	5.0 m/s horiz 0.62 m/s vert				

圖 3.25 通過大屯山，東西向縱剖面之風場及位溫分佈圖(1996 年 10 月 7 日 18Z)

圖 3.26 為 1996 年 10 月 6、7 日模擬期間淡水、台北、竹子湖和鞍部氣象局地面測站所測出之地面溫度和模式模擬底層的溫度的比較，雖然兩者高度並不相同，但我們並沒有對計算值作調整。由圖上可以看出，模式不但可以準確地掌握日夜溫差的變化，而且最高和最低溫度都計算的相當準確；除鞍部模擬結果較不理想外，其餘各站計算值和觀測值都相當接近。此一模式對溫度的模擬非常理想，但風速和風向與實測值有較大的差異，此一部份正在探討中。

3.3 擴散模擬結果分析

將氣象模式模擬結果輸入擴散模式即可求出濃度分佈，我們假設在 10 月 6 日 12Z 有 20 分鐘的污染物排放，其排放高度距海平面為 200m，經過一個小時的擴散所形成的地面濃度分佈如圖 3.27 所示，由於此時地面附近為南風，同時又有陸風和山風的作用，將污染物吹向海面，在 8 公里之海面產生最大著地濃度。此僅為初步的結果，我們目前正進行更仔細的分析。

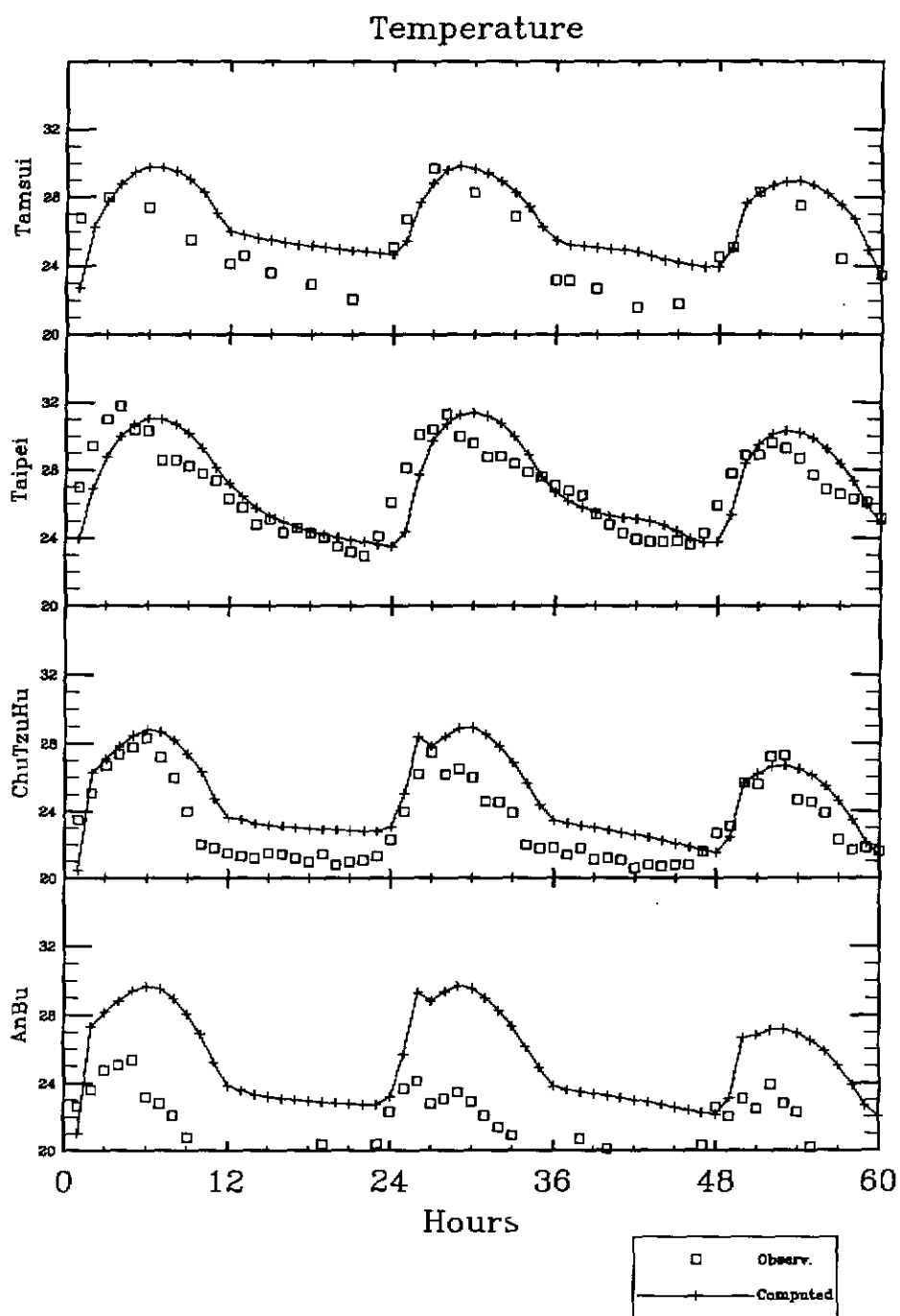


圖 3.26 1996 年 10 月 6、7 日模擬期間淡水、台北、竹子湖和鞍部氣象局地面測站所測出之地面溫度和模式模擬底層的溫度的比較

Concentration Field (1996280)

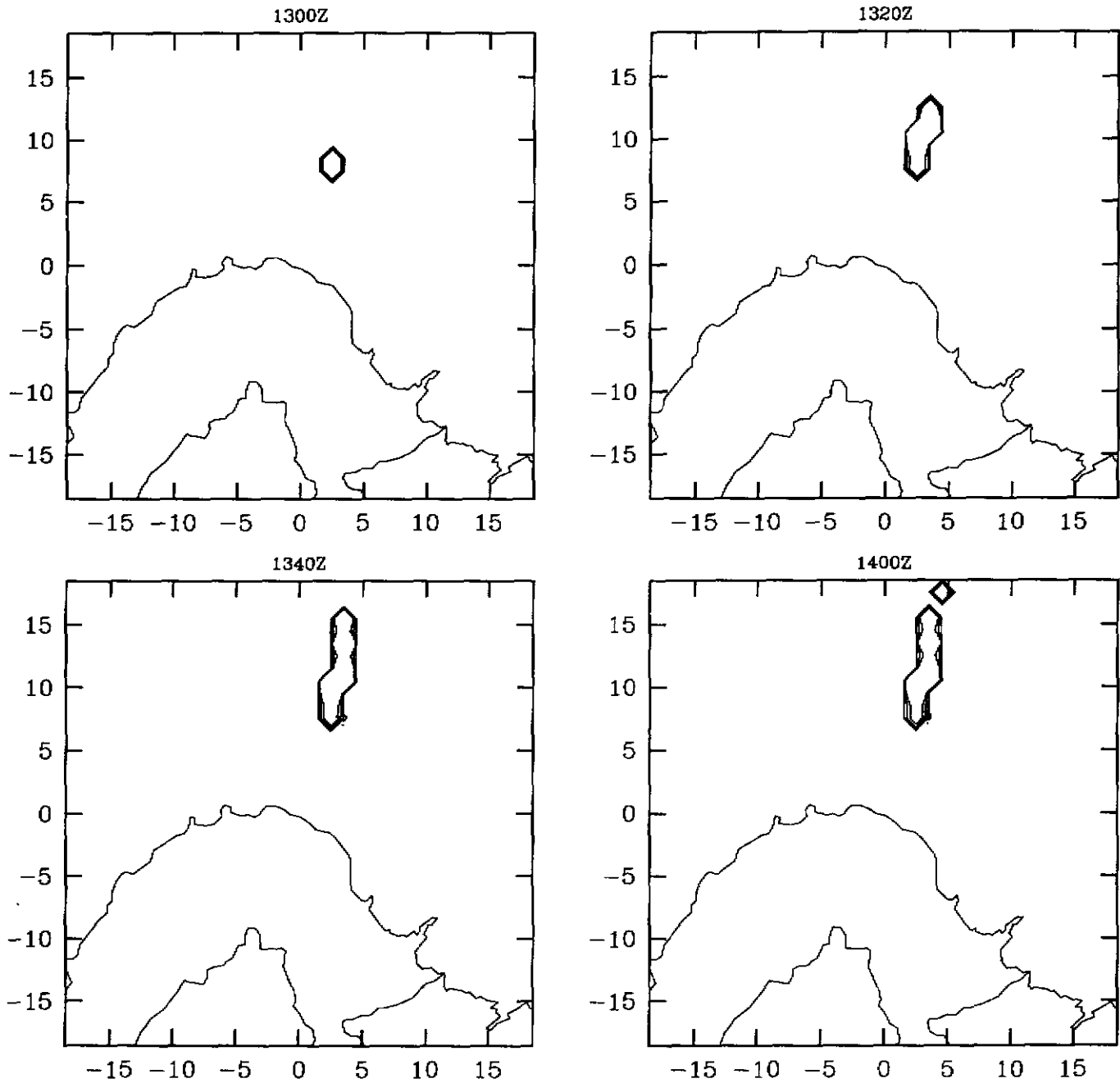


圖 3.27 假設在 10 月 6 日 12Z 有 20 分鐘的污染物排放，其排放高度距海平面為 200m，經過一個小時的擴散所形成的地面濃度分佈

第四章 結論

此一研究目前已完成一個個案的模擬，由結果看來 RAMS 的模擬相當合理。

未來還須進行的工作包括：

- 進行其他狀況的模擬。
- 將模擬結果與觀測資料比較進行量化的分析。
- 建立使用即時氣象資料的流程，此種演算方法的結果也須加以評估。

參考文獻

- Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Izumi, and E.F. Bradley, 1971: Flux-profile relationship in the atmosphere surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- Chen, C. and W.R. Cotton, 1983: A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **25**, 289-321.
- Chen, C. and W.R. Cotton, 1987: The physics of the marine stratocumulus-capped mixed layer: *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2951-2977.
- Clark, T.L., and R.D. Farley, 1984: Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: A possible mechanism for gustiness. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 329-350.
- Clark, T.L., and W.D. Hall, 1991: Multi-domain simulations of the time dependent Navier-Stokes equations: Benchmark error analysis of some nesting procedures. *J. Comput. Phys.*, **92**, 456-481.
- Cotton, W.R., G.J. Tripoli, R.M. Rauber, and E.A. Mulvihill, 1986: Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **25**, 1658-1680.
- Cotton, W.R., M.A. Stephens, T. Neuhirn, and G.J. Tripoli, 1982: The Colorado State University three dimensional cloud/mesoscale model -1982. Part II: An ice phase parameterization. *J. de Rech. Atmos.*, **16**, 295-320.
- Csanady, G.T., 1973: *Turbulent Diffusion in the Environment*. Reidel, Dordrecht, The Netherlands.
- Helfand, H.M., and J.C. Labraga, 1988: Design of a nonsingular level 2.5 second-order closure model for the prediction of atmospheric turbulence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 113-132.
- Jacobs, C.A., J.P. Pandolfo and M.A. Atwater, 1974: A description of a general three dimensional numerical simulation model of a coupled air-water and/or air-land boundary layer. IFYGL final report, CEM Report No. 5131-509a.
- Klemp, J.B. and D.K. Lilly, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 78-107.
- Klemp, J.B. and R.B. Wilhelmson, 1978a: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070-1096.
- Klemp, J.B. and R.B. Wilhelmson, 1978b: Simulations of right- and left-moving storms produced through storm splitting. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1097-1110.
- Kondrat'yev, J., 1969: *Radiation in the Atmosphere*. Academic Press, New York, 912 pp.
- Kuo, H.L., 1965: On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40-63.
- Kuo, H.L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
- Lacis, A.A., and J. Hansen, 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118-133.
- Lee, R.L., Albritton, J. R., Foster, K., Leone, J. M. And Sugiyama, G., 1998: ARAC-3, A New Modeling System for Real-Time Responses and Assessments of Atmospheric Releases, 10th Joint Conference on the Applications of Air Pollution Meteorology with the Air and Waste Management Association
- Legg, N. J., and M. R. Raupach, 1982: Markov chain simulation of particle dispersion in inhomogeneous flows: The mean drift velocity induced by a gradient in Eulerian

- velocity variance, *Boundary-Layer Meteorol.*, **24**, 3-13
- Ley, A. J., 1982: A random walk simulation of two-dimensional turbulent diffusion in the neutral surface layer, *Atmos. Environ.*, **16**, 2779-2808.
- Lilly, D.K., 1962: On the numerical simulation of buoyant convection. *Tellus*, **XIV**, **2**, 148-172.
- Louis, J.F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.*, **17**, 187-202.
- Mahrer, Y. and R.A. Pielke, 1977: A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beitrage zur Physik der Atmosphere*, **50**, 98-113.
- McCumber, M.C. and R.A. Pielke, 1981: Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I: Soil layer. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9929-9938.
- Mellor, G.L., and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
- Mellor, G.L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Mesinger, F. and A. Arakawa, 1976: Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publication Series, No. 14, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64 pp.
- NRC, Regulatory Guide 1.145, *Atmospheric Dispersion Models for Potential Accident Consequence Assessments at Nuclear Power Plants*, NRC Regulatory Guide 1.23, Onsite Meteorological Programs
- Orlanski, I., 1976: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.*, **21**, 251-269.
- Pielke, R. A., 1984: *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press.
- Rodgers, C.D., 1967: The use of emissivity in atmospheric radiation calculations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **93**, 43-54.
- Stephens, G.L., 1977: The transfer of radiation in cloudy atmosphere. Ph.D. Thesis. Meteorology Department, University of Melbourne.
- Stephens, G.L., 1978: Radiation profiles in extended water clouds. *Webster Theory. J. Atmos. Sci.*, **35**, 2111-2122.
- Tremback, C.J. and R. Kessler, 1985: A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical models. Preprints, 7 th Conference on Numerical Weather Prediction, 17-20 June 1985, Montreal, Canada, AMS.
- Tremback, C.J., G.J. Tripoli, and W.R. Cotton, 1985: A regional scale atmospheric numerical model including explicit moist physics and a hydrostatic time-split scheme. Preprints, 7 th Conference on Numerical Weather Prediction, June 17-20, 1985, Montreal, Quebec, AMS.
- Tremback, C.J., J. Powell, W.R. Cotton, and R.A. Pielke, 1987: The forward in time upstream advection scheme: Extension to higher orders. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 540-555.
- Tripoli, G.J. and W.R. Cotton, 1980: A numerical investigation of several factors contributing to the observed variable intensity of deep convection over South Florida. *J. Appl. Meteor.*, **19**, 1037-1063.
- Tripoli, G.J., and W.R. Cotton, 1982: The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model -1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. de Rech. Atmos.*, **16**, 185-220.
- Walko, R.L., Tremback, C.J., and Bell, 1995: *The Hybrid Particle and Concentration Transport Model (HYPACT) User's Guide*. Fort Collins, CO.
- Walko, R.L., Tremback, C.J., and Hertenstein, R.F.A., 1995: *RAMS (The Regional Atmospheric Modeling System) User's Guide*. Fort Collins, CO

- Yamamoto, G., 1962: Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor carbon dioxide and molecular oxygen. *J. Atmos. Sci.*, 19, 182-188.
- Yoshikawa, T. and Kimura, F., and Koide, T., and Kurita S., 1990: An emergency computation model for the wind field and diffusion during accidental nuclear pollutants releases, *Atmos. Environ.*, 24A, 2739-2748.
- 王永壯, 1996, "台灣北部海岸複雜地形下局部環流與大氣擴散之研究", 國立台灣大學大氣科學研究所博士論文
- 祁立中, 1993, "海風環流下污染物之擴散", 台灣大學大氣科學研究所碩士論文
- 陳淨修, 1985, "複雜地形上風場及煙流軌跡之研究", 台灣環境保護, 第二期, 27-49
- 黃清勇和莊銘棟, 1993, "盛行東北季風下北台灣核能電廠附近污染物擴散之數值研究", 大氣科學, 第12期, 101-123
- 蔡哲慧, 1998, 中尺度氣象模式與醉步模式應用於大氣擴散之研究, 淡江大學水資源及環境工程研究所碩士論文。
- 徐新益、宋偉國、張乃彬, 1999, "預報風場模式(MM5)及隨機粒子擴散模式在核災應變上之應用", 第二屆環境系統分析研討會論文集, 98-104, 台南市。
- 林沛練等, 1999, 南高屏地區空氣污染總量管制規畫-D2子計劃: MM5氣象模式模擬及四維同化期末報告, EPA-88-FA21-03-0012, 台北市。
- 吳俊傑等, 1999, 南高屏地區空氣污染總量管制規畫-D1子計劃: MM5氣象模式模擬及觀測資料驗證期末報告, EPA-88-FA21-03-0012, 台北市。